

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I



**ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO DEL CINTURÓN
VOLCÁNICO TRANSMEXICANO: IMPLICACIONES
TECTÓNICAS**

**MEMORIA PRESENTADA PARA OPTAR AL GRADO DE
DOCTOR POR**

Vicente Carlos Ruíz Martínez

Bajo la dirección de la Doctora:

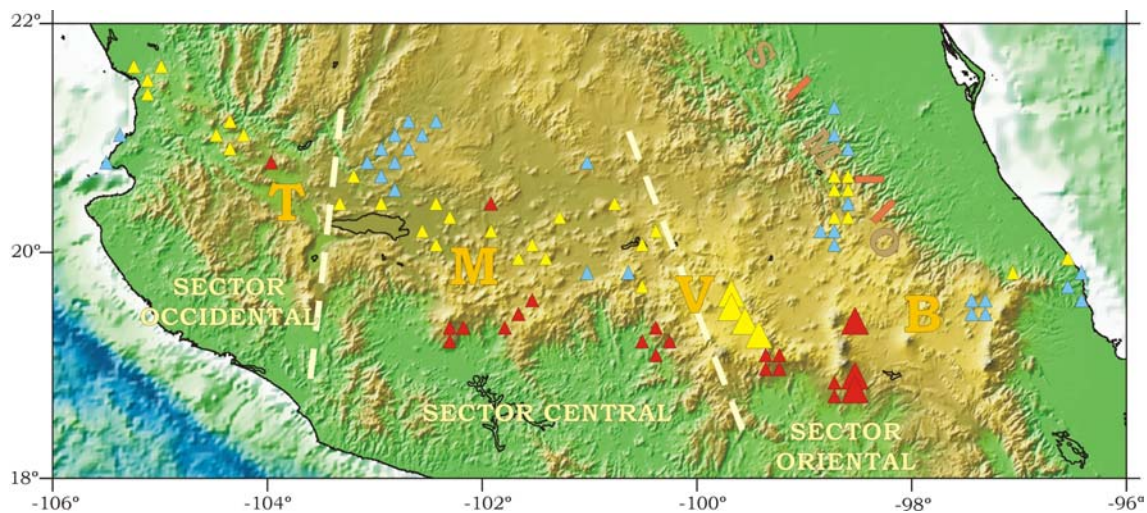
María Luisa Osete López

Madrid, 2004

ISBN: 978-84-669-1761-2

©Vicente Carlos Ruíz Martínez, 2003

***ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO DEL
CINTURÓN VOLCÁNICO
TRANSMEXICANO.
IMPLICACIONES TECTÓNICAS.***



**DEPARTAMENTO DE FÍSICA DE LA TIERRA, ASTRONOMÍA Y
ASTROFÍSICA I.**

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS.

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID.

**VICENTE CARLOS RUIZ MARTÍNEZ
DIRECTORA: M^a LUISA OSETE LÓPEZ**

INDICE

CAPITULO1: INTRODUCCIÓN-RESUMEN.

1.1 PALEOMAGNETISMO.	2
1.2 EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE MÉXICO (CENOZOICO – MESOZOICO)	5
1.2.1 FORMACIÓN Y FRAGMENTACIÓN DE PANGAEA:	
EVOLUCIÓN TECTÓNICA AL SUR DE LA PLACA DE NORTE AMÉRICA.	6
1.2.2 EL ARCO VOLCÁNICO MEXICANO EN EL TERCIARIO.	15
1.2.3 EL CINTURÓN VOLCÁNICO TRANSMEXICANO (TMVB).	23
1.3 ROTACIONES DE BLOQUES.	31
1.4 OBJETIVOS GENERALES Y ESTRUCTURA DE LA TESIS.	36
1.5 BREVE DESCRIPCIÓN DE LOS OBJETIVOS Y RESULTADOS	
DE CADA CAPÍTULO.	39
Referencias	44

CAPÍTULO 2: MIGRACIÓN HACÍA EL SUR DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA CONTINENTAL EN LA SIERRA DE LAS CRUCES, MÉXICO: EVIDENCIAS PALEOMAGNÉTICAS Y RADIOMÉTRICAS.

2.0 RESUMEN (EXTENDIDO).	51
(Osete , M.L., Ruíz-Martínez, V.C., Caballero-Miranda, C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J. and Tarling, D.H., 2000. Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de las Cruces Mexico: Palaeomagnetic and radiometric evidence. Tectonophysics , vol 318, pp. 201-216):	
2.1 ABSTRACT.	T- 201
2.1 INTRODUCCIÓN.	T- 201
2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO Y MUESTREO.	T- 204
2.3 RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS.	T- 207
2.4 ESTUDIO GEOCRONOLÓGICO.	T- 210
2.5 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.	T- 211
Referencias	T- 214

CAPÍTULO 3: PALEOMAGNETISMO DEL VULCANISMO (MIOCENO SUPERIOR A CUATERNARIO) DEL SECTOR ORIENTAL DEL CINTURÓN VOLCÁNICO TRANSMEXICANO.

3.0 RESUMEN (EXTENDIDO).	56
(Ruiz Martínez, V.C., Osete, M.L., Vegas, R., Núñez-Aguilar, J.I., Urrutia-Fucugauchi, J. and Tarling, D.H., 2000. Palaeomagnetism of Late Miocene	

to Quaternary rocks from the Eastern Segment of the Trans-Mexican Volcanic Belt. **Tectonophysics** 318, pp. **217–233**):

3.0 ABSTRACT.	T- 217
3.1 INTRODUCCIÓN.	T- 218
3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO.	T- 220
3.3 MUESTREO Y RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS.	T- 223
3.4 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.	T- 226
Referencias	T- 232

CAPÍTULO 4: PALEOMAGNETISMO DEL VULCANISMO DE LOS SECTORES CENTRAL Y OCCIDENTAL DEL TMVB.

4.1 INTRODUCCIÓN, CONTEXTO GEOLÓGICO Y MUESTREO.	
4.1.1 NEOTECTÓNICA DE MÉXICO CENTRAL.	60
4.1.2 EL COMIENZO DE LA ACTIVIDAD DEL CINTURÓN VOLCÁNICO TRANSMEXICANO (TMVB).	61
4.1.3 ESTRATEGIA DE MUESTREO.	63
4.2 RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS.	
4.2.1 NRM Y MAGNETISMO DE ROCAS.	66
4.3 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.	79
Referencias	89

CAPÍTULO 5: ¿ROTACIONES DE BLOQUES? INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS DE ESTE ESTUDIO Y RECOPIADOS (1971-2002) EN EL TMVB. IMPLICACIONES TECTÓNICAS.

5.1 LOS POLOS PALEOMAGNÉTICOS DE REFERENCIA.	92
5.2 ESTE ESTUDIO: ANÁLISIS INTEGRADO DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS EN LOS DIFERENTES SECTORES DEL TMVB.	
5.2.1 MAGNETISMO DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS DEL TMVB.	94
5.2.2 ANÁLISIS PALEOMAGNÉTICO INTEGRADO DE LOS TRES SECTORES DEL TMVB ESTUDIADOS EN LOS CAPÍTULOS 2, 3 Y 4.	98
5.3. NECESIDAD Y CRITERIOS DE UNA RECOPIACIÓN SELECTIVA.	100
5.4 ANÁLISIS COMPARATIVO DE LOS RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS EN EL TMVB DE ESTE ESTUDIO Y DE LA RECOPIACIÓN SELECTIVA.	107
5.5 IMPLICACIONES TECTÓNICAS.	115
Referencias.	122

CAPÍTULO 6: VARIACIÓN PALEOSECULAR DEL CAMPO MAGNÉTICO

TERRESTRE EN LOS ÚLTIMOS 10 Ma.

6.1 INTRODUCCIÓN.

6.1.1 LA DINAMO.	125
6.1.2 REPRESENTACIÓN MATEMÁTICA DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO.	127
6.1.3 EL CAMPO GEOMAGNÉTICO INTERNACIONAL DE REFERENCIA (IGRF).	128
6.1.4 VARIACIÓN PALEOSECULAR, EXCURSIONES, INVERSIONES Y TRANSICIONES.	128
6.1.5 LA HIPÓTESIS DEL DIPOLO EGOCÉNTRICO AXIAL (GAD).	131
6.1.6 LOS TERMINOS DE SEGUNDO ORDEN.	133

6.2 VARIACIÓN PALEOSECULAR DE LAVAS (PSVL).

1130

6.2.1 DISPERSIÓN ANGULAR DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO.	136
6.2.2 MODELOS DE PSVL.	137
6.2.3 EL MODELO G.	138
6.2.4 PSVL PARA LOS ÚLTIMOS 5 Ma.	139
6.2.5. PSVL PARA EL MIOCENO (5-22.5 Ma).	142

6.3 ¿EXISTE EN EL PACÍFICO UNA VENTANA DIPOLAR?.

6.3.1 LA VENTANA DEL CAMPO DIPOLAR DEL PACIFICO ("PACIFIC DIPOLE WINDOW").	143
6.3.2 CAPA D" Y LA VENTANA DIPOLAR DEL PACIFICO.	144
6.3.3 ¿EXISTE EN EL PACIFICO UNA VENTANA DIPOLAR APARENTE?.	145

6.4 ANTECEDENTES DE PSVL EN MÉXICO.

6.5 PSVL EN EL TMVB: RESULTADOS DE ESTE ESTUDIO Y DE LA RECOPILACIÓN SELECTIVA DE LOS TRABAJOS PUBLICADOS (1971-2002).

6.5.1 PSVL PARA EL MIOCENO.	156
6.5.2 PSVL PARA LOS ÚLTIMOS 5 Ma.	162

Referencias	174
--------------------	------------

CAPÍTULO 7: PALEOMAGNETISMO DEL SEGMENTO SUR DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL DE MÉXICO (EN SU INTERSECCIÓN CON EL TMVB): REIMANACIONES Y ROTACIONES DE BLOQUES.

7.1 INTRODUCCIÓN.	181
7.2 CONTEXTO GEOLÓGICO Y ESTRATEGIA DE MUESTREO.	184
7.3 METODOLOGÍA.	188

7.4 PROPIEDADES MAGNÉTICAS.	189
7.5 ANÁLISIS DE LAS DIRECCIONES E INTERPRETACIÓN.	195
7.5.1 EDAD DE LA CHRM.	196
7.5.2 ROTACIONES PALEOMAGNÉTICAS.	203
Referencias	206

CAPÍTULO 8: CONCLUSIONES.

8.1: MAGNETISMO DE ROCAS DEL VULCANISMO ESTUDIADO.	210
8.2: LA MIGRACIÓN DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA EN EL TMVB.	210
8.3: RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS EN EL TMVB:	
¿ROTACIONES DE BLOQUES?.	211
8.4: VARIACIÓN PALEOSECULAR DE LAVAS (PSVL) EN EL TMVB.	212
8.5 ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO EN SIERRA MADRE ORIENTAL.	213

CAPÍTULO 9: GLOSARIO DE TÉRMINOS.

Referencias	248
--------------------	------------

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN Y RESUMEN

1.1: PALEOMAGNETISMO.

Los principios básicos del paleomagnetismo pueden exponerse sencillamente de la siguiente manera:

Una formación rocosa puede adquirir varias componentes de magnetización durante distintos episodios de su historia, desde el tiempo de su formación hasta la actualidad. Cada componente puede registrar la dirección del campo geomagnético ambiental existente en la localidad de la roca en el momento de la magnetización.

En condiciones ideales, el análisis de laboratorio puede permitir conocer la dirección y la intensidad de cada componente, y pueden establecerse sus edades relativas y sus relaciones con los eventos geológicos.

Si los materiales investigados adquirieron la imanación durante periodos de tiempo del orden de 10000 años o más, la inclinación de cada componente de magnetización está directamente relacionada con la latitud geográfica de la roca en el momento de la magnetización, mientras que la declinación del vector magnético informa de rotaciones posteriores con respecto al Norte geográfico. Por lo tanto pueden conocerse los movimientos latitudinales y rotacionales que la formación rocosa haya podido experimentar a lo largo de su historia.

Esta subyacente simplicidad se ve complicada por un cúmulo de factores que afectan a la magnetización registrada por la roca, y por una gran variedad de procedimientos experimentales y dificultades. Ello origina una compleja terminología que puede oscurecer información que podría ser de utilidad a personas no especializadas con el paleomagnetismo y el magnetismo de rocas. El **glosario** que se anexa al final de este trabajo (ver **Capítulo 9**) pretende ser un punto de referencia para sus potenciales lectores, aunque para una exposición detallada de los fundamentos y de la metodología paleomagnética se recomienda la lectura de algunos libros de texto, útiles y de interés general, como son: Butler (1992), Merrill et al. (1996), Dunlop & Ozdemir (1997) o Tauxe (1998).

El estudio paleomagnético que se presenta en este trabajo tiene aplicaciones en diversos campos como el geomagnetismo, la volcanología o la tectónica.

Este estudio paleomagnético se ha realizado fundamentalmente sobre el vulcanismo de México de edad Mioceno Superior a Cuaternario (ver **Capítulos 2, 3, 4, 5 y 6**), concentrado en el arco magmático continental denominado “**Cinturón Volcánico Transmexicano**” (figura 1.1), o también, en la literatura

científica, “Eje Neovolcánico”, “Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)”, “Mexican Volcanic Belt, (MVB)” o “Transmexican Volcanic Belt, (**TMVB**)” (en adelante se usará este último acrónimo). El Cinturón Volcánico Transmexicano atraviesa México Central (19°-21° N) desde el Golfo de México hasta la costa del Pacífico (99°-102° W). Este nombre se debe a su peculiar orientación E-W, transversal al resto de las provincias geológicas mexicanas, que están orientadas en la dirección NW-SE.

También se han estudiado secuencias sedimentarias mesozoicas (ver **Capítulo 7**) de la **Sierra Madre Oriental (SMO**, en adelante), cadena montañosa deformada durante la Orogenia Larámide (Cretácico Superior - Eoceno Medio) que recorre México Oriental (figura 1.1). En esta región el estudio paleomagnético se ha realizado en diferentes perfiles perpendiculares a la sierra a la latitud donde intersecta con el TMVB. Una descripción más detallada del contexto geológico de la SMO se encuentra en el Capítulo 7.

Antes de exponer las implicaciones tectónicas de este trabajo, es necesario conocer el contexto de la evolución geodinámica de México, desde el inicio de su formación (cuando se separan de Pangea los continentes de América del Norte, Sudamérica y África) hasta la formación del TMVB.

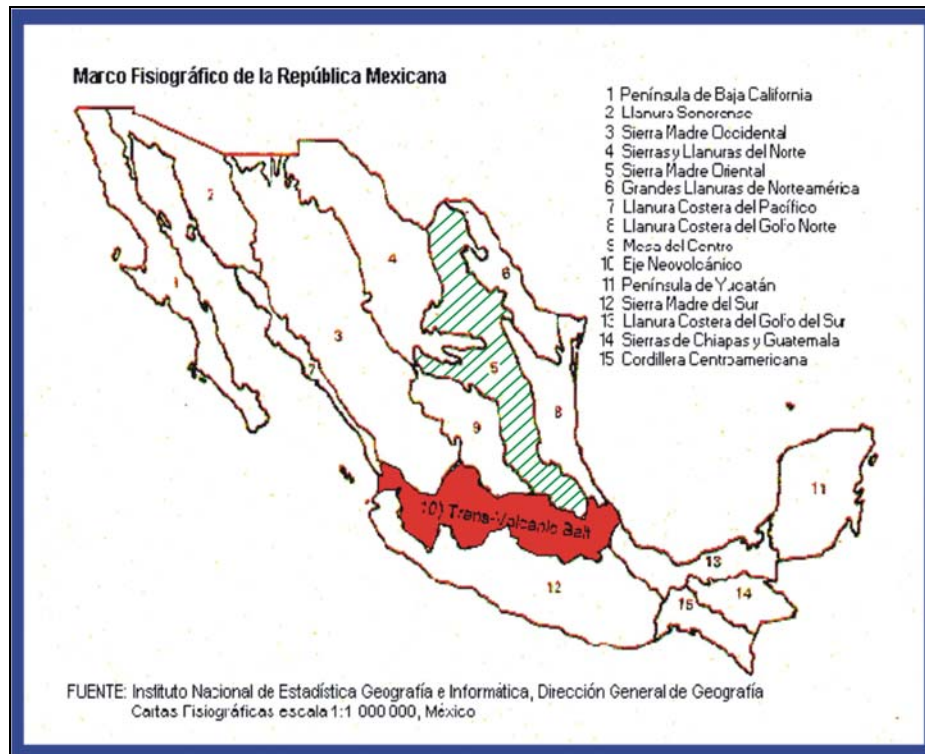


Figura 1.1: Arriba: marco fisiográfico, mostrando esquemáticamente el TMVB (en rojo) y la SMO (con líneas verdes). Abajo: Carta Geológica de la República Mexicana (1992), coloreada en función de la edad de las unidades expuestas en superficie.

1.2: EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE MÉXICO (CENOZOICO – MESOZOICO).

La mayoría de las paleo-reconstrucciones de los márgenes continentales del Atlántico para el Paleozoico Superior – Mesozoico Inferior muestran un solapamiento de América del Sur con América Central y el Centro-Sur de México, lo que implica la correspondiente incertidumbre sobre la procedencia de las rocas del Precámbrico - Paleozoico con respecto a Norte América (figura 1.2). Además, la actividad volcánica y la deformación posteriores dificultan la caracterización y la identificación de cualquier evento tectónico pre-Mesozoico. El margen Occidental de México está cubierto por rocas ígneas del Mesozoico – Cenozoico que forman provincias alargadas asociadas a arcos magmáticos (Sierra Madre Occidental, Cinturón Volcánico Transmexicano, Sierra Madre del Sur y el arco Chiapaneco) lo que sugiere que el control tectónico ha sido dominado por la subducción al menos desde el Jurásico Superior. La deformación orogénica Larámide afectó la mayor parte de México durante el Cretácico Superior – Terciario Inferior, con características geológicas y tendencias estructurales similares a las observadas más al Norte en la costa Oeste de Norte América. El estudio de la evolución tectónica de México, al igual que la de América Central, el Golfo de México, y el Caribe, viene determinado por la definición de algunos de los principales bloques continentales (Norte América, América del Sur y África) que constituían Pangea y por la reconstrucción de sus subsiguientes movimientos relativos de separación (iniciados en la región donde actualmente se localiza el Golfo de México, durante el Triásico Superior – Jurásico Superior). La formación del Golfo de México ha sido atribuida a rotaciones de bloques de unidades como la península de Yucatán y a la migración relativa entre América del Norte y América del Sur. La posición actual del Norte de México podría haberse alcanzado tras movimientos sinistresales de gran escala a lo largo de sistemas de fallas o tras un mecanismo más complejo que incluye acreción y traslaciones tanto dextrales como sinistresales (Urrutia-Fucugauchi et al., 1987). Este tipo de movimientos tectónicos implica que la mayor parte de México sea alóctono, posiblemente formado por la acreción de un “collage” de bloques o terrenos, con distintas historias tectonoestratigráficas, en el margen Suroccidental de Norte América, durante el Mesozoico y Cenozoico (Sedlock et al., 1993).

1.2.1: FORMACIÓN Y FRAGMENTACIÓN DE PANGAEA: EVOLUCIÓN TECTÓNICA AL SUR DE LA PLACA DE NORTE AMÉRICA.

En algún momento entre el Carbonífero y el Pérmico Inferior, la convergencia entre los continentes de Laurasia (Norte América, Europa, y Asia al Norte de los Himalayas) y Gondwana (compuesta principalmente por América del Sur, África, India, Australia y Antártica), provocó la total subducción hacia el Sur de la litosfera oceánica existente entre ambos continentes, bajo una fosa al Norte de la periferia de Gondwana, y la formación del super-continente de Pangea.

Esta colisión entre continentes está caracterizada, en el margen meridional de Norte América, por la orogenia Ouachita (o Coahuilan, en México) que se extiende desde el Sur de los Apalaches (al Este) hasta la actual frontera entre Texas y México (al Oeste), límite que probablemente representa la colisión de la periferia Occidental de América del Sur con Norte América (figura 1.2).

Existe un arco granítico de edad Permo-Triásica más o menos continuo desde el Noroeste de América del Sur hasta el Suroeste de los Estados Unidos, relacionado con la subducción hacia el Este de la costa Occidental de Pangea, que se cree que comenzó al cesar la deriva hacia el Norte de Gondwana. Este arco está ausente entre el Noreste de México y el Suroeste de los Estados Unidos. Sedlock et al. (1993) atribuyen esta interrupción del arco a la curvatura Occidental de Pangea: el desarrollo de un margen no destructivo, al Norte de las Llanuras Costeras de México Centro-Oriental, se produce donde la línea de costa es casi paralela a la dirección de la convergencia de la placa oceánica (figura 1.2).

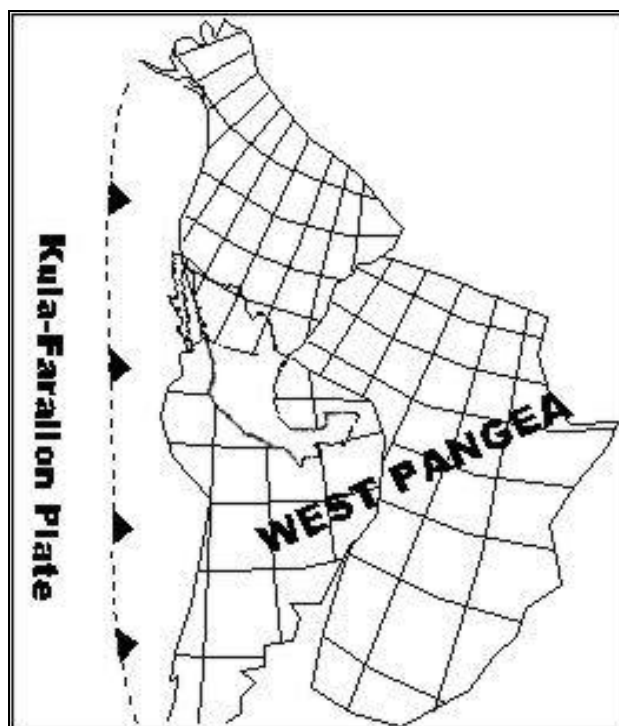


Figura 1.2: Arriba: el problema del solapamiento para el Paleozoico Superior – Mesozoico Inferior de América del Sur con América Central y el Centro-Sur de México (de Longoria, 1995). **Abajo:** Reconstrucción paleogeográfica (Pérmico Superior, ~250 Ma), aproximadamente sincrónica con el cese de la orogenia Ouachita, de las posiciones relativas de las costas occidentales de Norte América y América del Sur (obsérvese las transformantes en la zona de curvatura) y de sus respectivos arcos magmáticos (zonas de puntos, paralelas a sus costas). Se señalan las posiciones del bloque de Chiapas (ChM) y de Yucatán (Sedlock et al., 1993).

La presencia del arco Permo-Triásico en México Centro-Oriental es una evidencia de que esta región (actualmente al este de Sierra Madre Oriental) constituye un dominio tectónico estable al Sur de la placa de Norte América, que divide la posterior tectónica de acreción de terrenos, al Oeste, de la tectónica de extensión y desarrollo de cuencas, al Este.

La continua subducción debajo del Este de México se tradujo en un crecimiento continental hacia el Sur y hacia el Oeste debido a la acreción de fragmentos continentales, arcos de isla y cuencas existentes entre ambos tipos de terrenos. A la vez, se producía una migración hacia el Sur y hacia el Oeste de la localización del magmatismo de arco relacionado con la subducción. Según este modelo de acreción, estos terrenos sufrieron una fase de desplazamientos sinistresales a lo largo de una serie de fallas de cizalla de orientación NW desarrolladas a lo largo de la zona de paleo-subducción al Oeste de México Oriental. La subducción en el margen Oriental del paleo-Pacífico ha sido más o menos continua durante el Mesozoico - Cenozoico (Sedlock et al., 1993).

La apertura del Golfo de México (Pindell & Kennan, 2001) ocurrió en dos fases distintas: (i) en el Jurásico Inferior – Medio, la extensión WNW-ESE permitió la migración sinistral SSE de terrenos mexicanos a lo largo de la Mega-cizalla de Sonora-Mojave; (ii) en el Jurásico Medio– Superior, ocurrió una reorganización cinemática que permitió a los terrenos de Yucatán y de Chiapas rotar hacia sus posiciones actuales en torno al Cretácico Inferior (~130 Ma). El final de la apertura del Golfo de México fue seguido de una reorganización de las dorsales oceánicas, causada por la deriva hacia el Sur de América del Sur, que marca el comienzo de la evolución de la placa del Caribe y traslada allí la principal actividad tectónica. En toda la región del Golfo de México, el Jurásico Superior y la mayor parte del Cretácico se interpreta como un periodo de relativa estabilidad tectónica. Las placas de Kula y Farallón interaccionaron con Norte América con una componente sinistral aproximadamente hasta el Cretácico Inferior (~100-120 Ma), y con una componente dextral después. Regiones de corteza oceánica de edad Jurásico – Cretácico Inferior, parte de las cuales han debido constituir el “basamento” oceánico de la placa del Caribe, debieron moverse hacia el Sureste desde una posición boreal (Montgomery et al., 1994) hasta el paleo-ecuador en el espacio entre Norte América y América del Sur en torno a los 120 Ma, migrando

entonces hacia el Noreste, después de un cambio de polaridad en la dirección de subducción (de Este a Oeste). El bloque de Baja California y el de Chortis comienzan a migrar, hacia el Noroeste y el este respectivamente, en torno a los 84 Ma; y la subducción en la costa Oeste de México da paso al comienzo de la Orogenia Larámide en el Cretácico Superior, que se prolongará hasta el Eoceno. La migración de Chortis, en su camino hacia la formación de Centro América, y la reorganización de las placas en el océano Pacífico marcarán las últimas etapas evolutivas de la tectónica de México.

Dentro de este generalizado marco para la evolución del Golfo de México y del Caribe, los eventos tectónicos más importantes en el continente de México, desde el Mesozoico, son los siguientes:

En el Jurásico Inferior (figura 1.3-a) el Noroeste de América del Sur ocupa la posición actual de México del Sur y Central, por lo que estos terrenos debían en ese tiempo estar desplazados hacia el Noroeste. Anderson & Schmidt (1983) evitan este solapamiento con un movimiento de edad pre-Oxfordiense de unos 700 km a lo largo de la Mega-cizalla de Sonora-Mojave, que parece ser consistente con otros indicios en la región y con datos paleomagnéticos (p.ej., Böhnell, 1999). El bloque de Yucatán se encontraría sobre la costa del golfo de Texas; el bloque de Chortis debería encontrarse al Sur del Suroeste de México y partes de Baja California hacia el Oeste. Un rift incipiente entre Colombia y México proporcionaría un camino para la incursión marina denominada Formación de Huayacocotla, en México Oriental (esta formación, en la Sierra Madre Oriental, será objeto de estudio en el capítulo 7 de esta memoria).

En el Jurásico Medio comienza a desarrollarse el proto-Golfo, paralelo a México Oriental, que se acomoda con una transformante de orientación NNW-SSE. Comienzan la rotación antihoraria del bloque de Yucatán respecto a Texas que se complementa con otra, horaria, respecto a Venezuela. Simultáneamente, la subducción en la costa Oeste continúa, con la acreción de los terrenos que formarán México del Norte y Central (probablemente no en sus posiciones actuales ni como parte de Norte América) y la consecuente migración hacia el Oeste de la Fosa. Al Norte de la zona de mega-cizalla de Sonora-Mojave, todavía activa, el terreno de Chiapas converge con el terreno Chuacús de Guatemala.

En el Jurásico Superior (Oxfordiense Inferior, 160 Ma, figura 1.3-b) un rift se propaga hacia el Sur en el Golfo Oriental, y continúa la rotación antihoraria con respecto a Florida del bloque de Yucatán. En Sierra Madre Oriental (SMO) se crean estrechas cuencas de orientación NNW-SSE, probablemente transtensionales y paralelas a la transformante principal en México Oriental. En este tiempo también se propaga una dorsal de retro-arco en México Central, probablemente paralela a la existente entre Yucatán y México, por la ausencia de deformaciones entre ambos terrenos. Se sugiere, debido a la existencia de ofiolitas y sedimentos profundos en el Oeste de SMO, una región extensa de retro-arco, para evitar posteriormente valores de acortamiento excesivamente largos durante la Orogenia Larámide en el Cretácico. Así, el basamento de México tendría probablemente una disposición extensional N-S, mientras que el acortamiento posterior en la SMO ocurriría en la dirección E-W.

Solo en el Cretácico Inferior (~130 Ma) Norte América se ha separado lo suficiente de América del Sur para que la península de Yucatán haya podido alcanzar su posición actual (figura 1.3-c). Lo mismo ocurre con el bloque de Chiapas. La dorsal oceánica del Golfo de México se separa del manto y se acomoda más al Sur, en el proto-Caribe, donde se conectan la dorsal del retro-arco Colombino / Andino con la dorsal del Atlántico.

A los 120 Ma aproximadamente (Aptiense) se distingue la corteza del Caribe en la región del paleo-Pacífico (figura 1.3-d), y ocurre una inversión en la dirección de subducción (de Este a Oeste) entre las dos Américas, causada por una fuerte aceleración hacia el Oeste relativa al manto de ambos continentes que dispuso al arco original bajo compresión. Esta aceleración marca el comienzo del cierre de las cuencas de retro-arco en las cuencas mexicana y andina, y el de la Orogenia Sevier en México, la costa Oeste de Estados Unidos y el Norte de los Andes. En torno a los 100 Ma se reconoce una deformación Aptiense-Albiense caracterizada vagamente en la zona más al Suroeste de México.

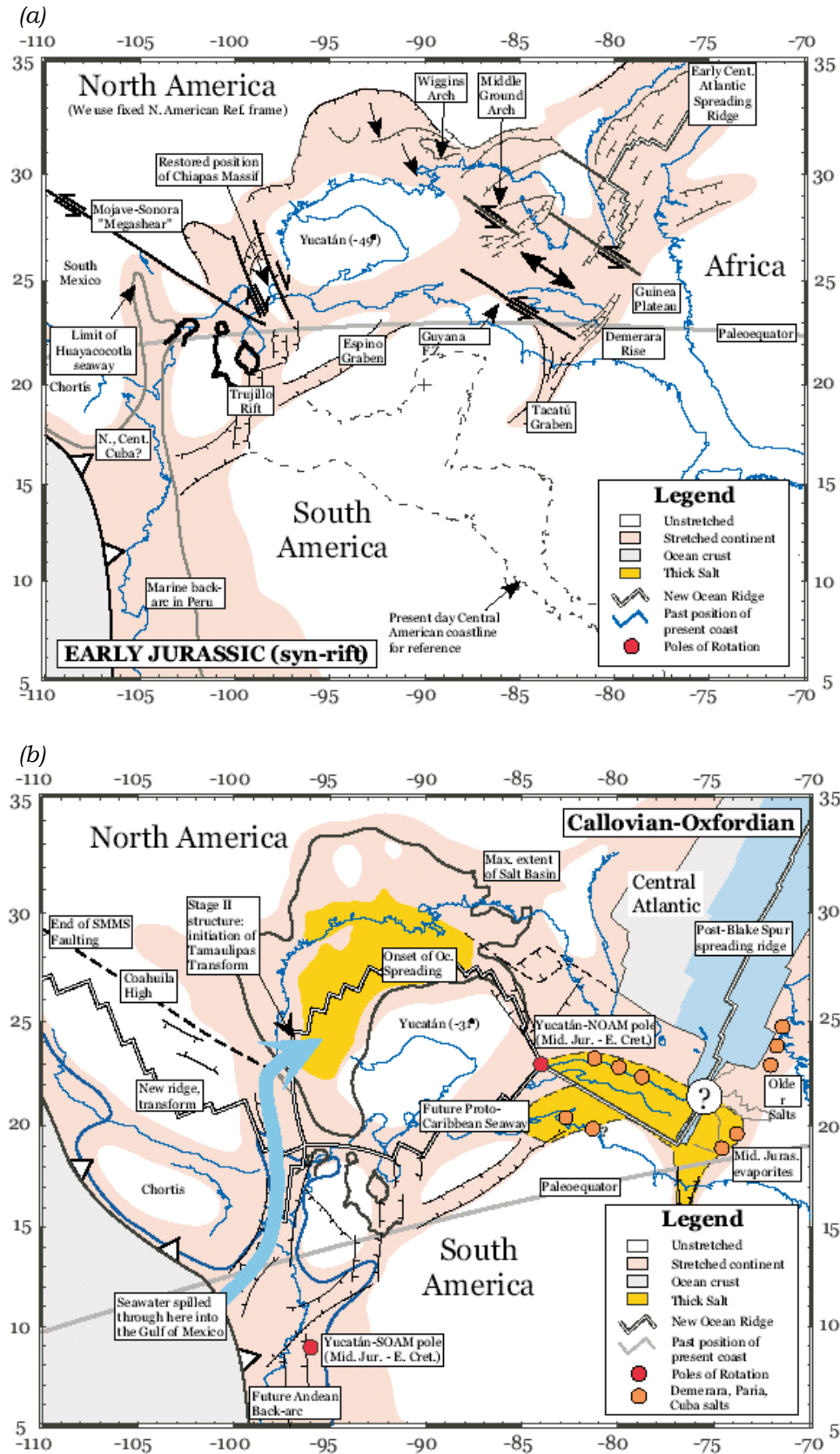


Figura 1.3: Mapa paleogeográfico (proyección Mercator, fijando Norte América) para el: **(a)** Jurásico Inferior; **(b)** Oxfordiense Inferior (~160 Ma). (Pindell & Kennan, 2001).

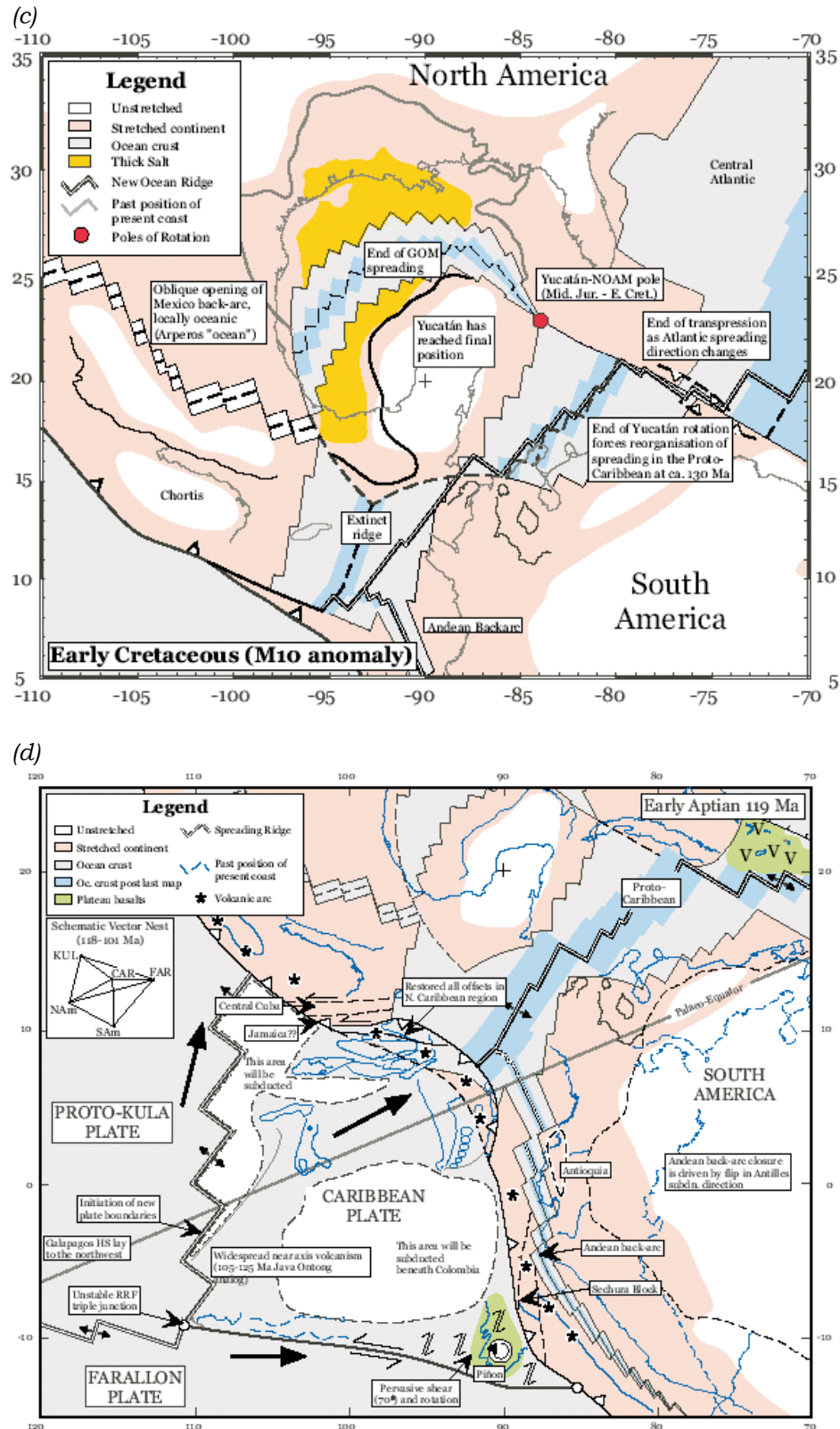


Figura 1.3 (continuación): Mapa paleogeográfica (proyección Mercator, fijando Norte América) para el: (c) Cretácico Inferior (~130 Ma); (d) Cretácico Inferior (Aptiense, ~118 Ma) (Pindell & Kennan, 2001).

En el Campaniense (84 Ma, figura 1.3-e), el movimiento altamente oblicuo entre la placa de Kula y México dispara la migración hacia el Norte de Baja California (Sedlock et al., 1993). El bloque de Chortis probablemente comienza a migrar hacia el este según indica el comienzo de la elevación y el enfriamiento de granitoides del Suroeste mexicano (Schaaf et al., 1995) y el comienzo de la elevación y de la deposición de sedimentos clásticos en el Sur de México (Meneses-Rocha et al., 1994).

En el Cretácico Superior (Maastrichtiense, 72 Ma) la convergencia del paleo-Pacífico en la costa Occidental de México provoca el cierre definitivo de la cuenca de retro-arco mexicana propagando la deformación hasta el Este de la Sierra Madre Oriental.

En el Paleoceno Superior (56 Ma), el arco centro-americano colisiona con el bloque de Chortis, pero no más al Noroeste hacia México (todo el material de acreción se movió hacia el Este con Chortis, o bien subdujo). En México, la deformación convergente progresa en Sierra Madre Oriental; las cuencas de Tampico y Sabinas (México Oriental) se rellenan de sedimentos clásticos, vertiéndose los excedentes al Oeste del Golfo de México.

En el Eoceno Medio (46 Ma, figura 1.3-f) el plegamiento causado por la Orogenia Larámide en México llega a su máxima elevación y será seguido en breve del colapso extensional del orógeno. El bloque de Chortis comienza a moverse como parte de la placa del Caribe, separándose del Suroeste de México (Robinson, et al., 1990).

En el Sur de México la Sierra de Chiapas en el Oligoceno Inferior (33 Ma) experimenta un acortamiento originado por la transpresión sinistral que provoca Chortis. La unión triple de la Fosa Mexicana-Transformante de Motagua-Fosa de Chortis comienza a migrar hacia el este, permitiendo al volcanismo de arco propagarse en México, a lo largo de esta dirección, a medida que Chortis se va alejando. Cuando alcanza la posición al Sur de Yucatán (Mioceno Inferior, 20 Ma), el acortamiento en la Sierra de Chiapas alcanza su máximo.

Por último, en el Mioceno Superior (9.5 Ma, figura 1.3-g), ya con Chortis en extensión, el arco magmático de México del Sur ha alcanzado el Golfo de Tehuantepec.

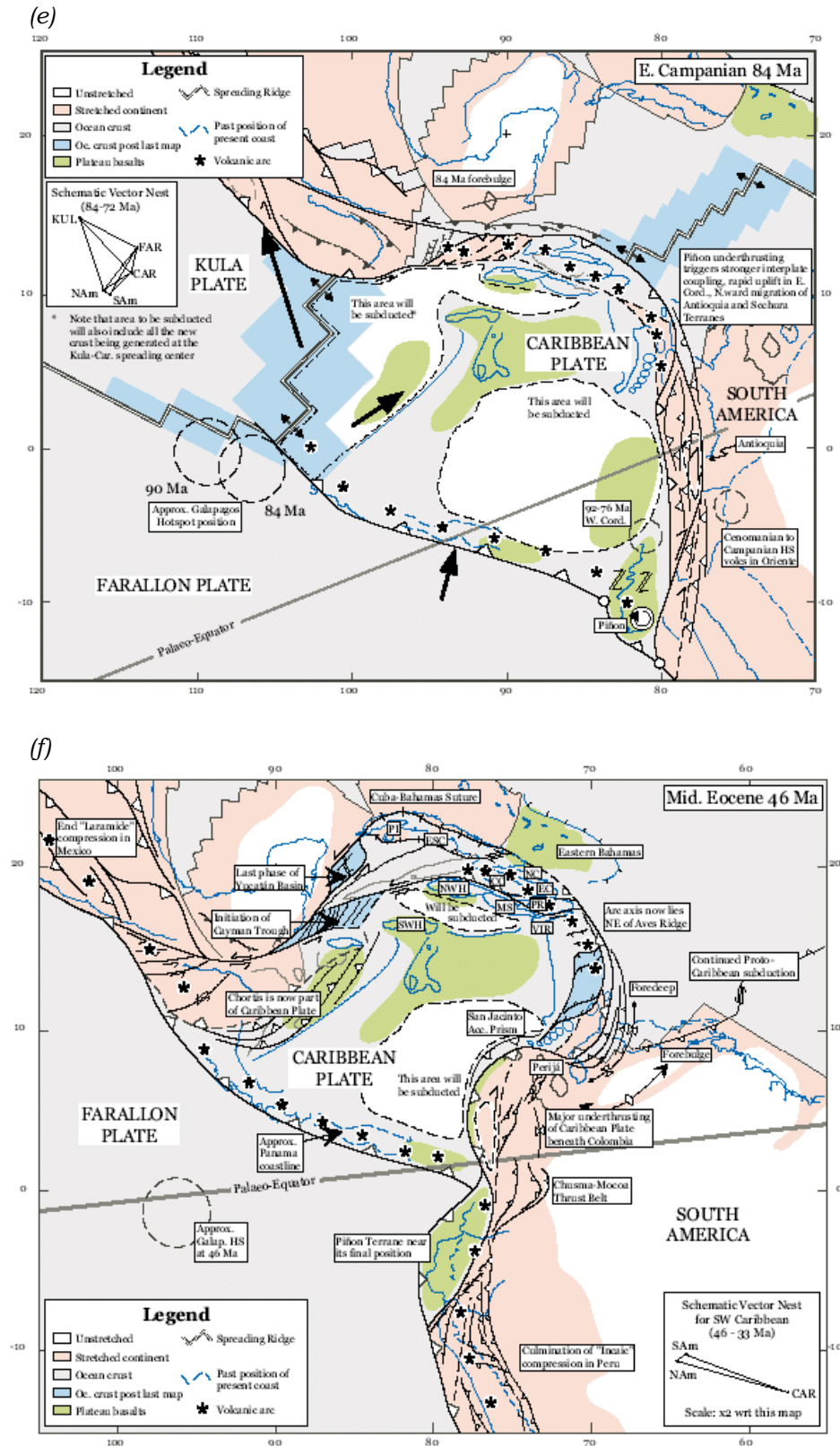


Figura 1.3 (continuación): Mapa paleogeográfico (proyección Mercator, fijando Norte América) para el: (e) Cretácico Superior (Campaniense Inferior, ~84 Ma); (f) Eoceno Medio (~46 Ma). (Pindell & Kennan, 2001).

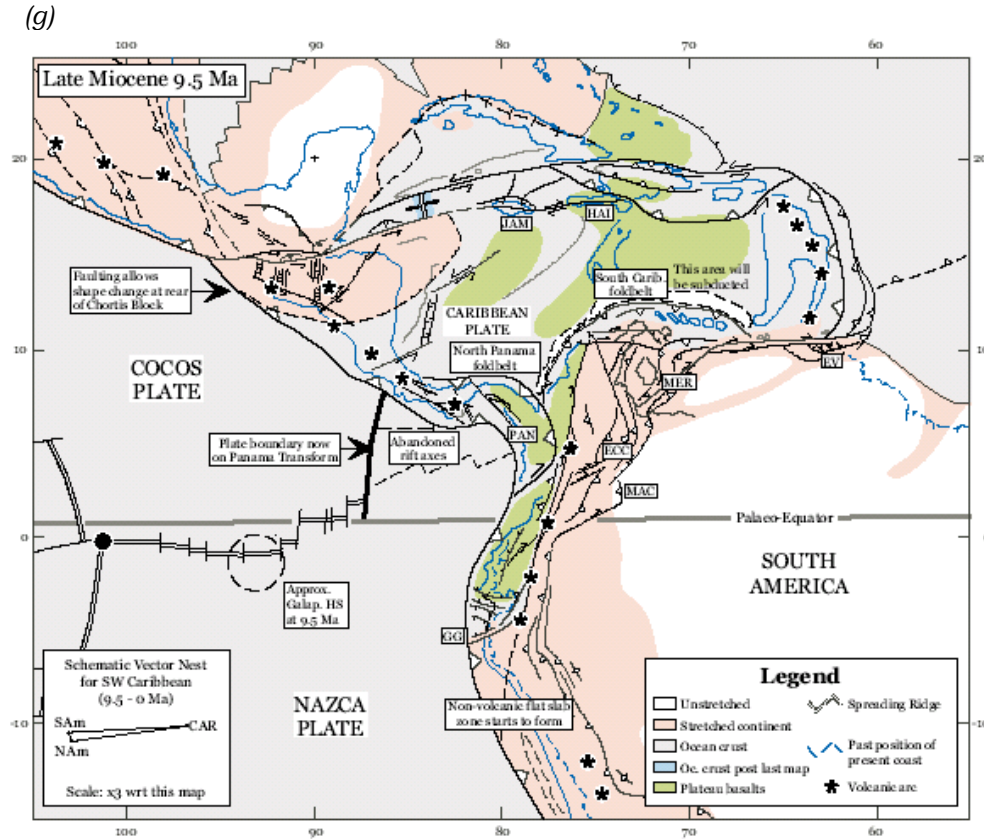


Figura 1.3 (continuación): Mapa paleogeográfico (proyección Mercator, fijando Norte América) para el: (g) Mioceno Superior (~9.5 Ma). (Pindell & Kennan, 2001).

1.2.2: EL ARCO VOLCÁNICO MEXICANO EN EL TERCIARIO

El vulcanismo Cenozoico relacionado con la subducción cubre una gran parte de México Occidental y Central, y está constituido principalmente por dos arcos magmáticos: La Sierra Madre Occidental, de orientación N-NW y uno de los mayores arcos silícicos de la Tierra, y el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (TMVB), de orientación E-W, composición intermedia-básica y edad Mioceno Superior. Ambos arcos se solapan entre la costa del Pacífico y la longitud de la Ciudad de México (figura 1.4).

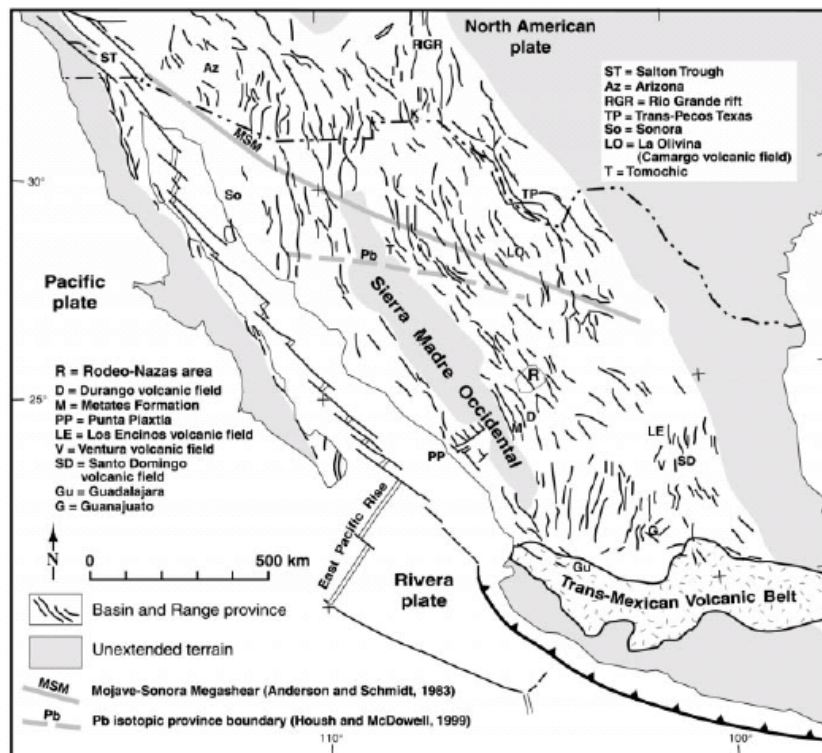
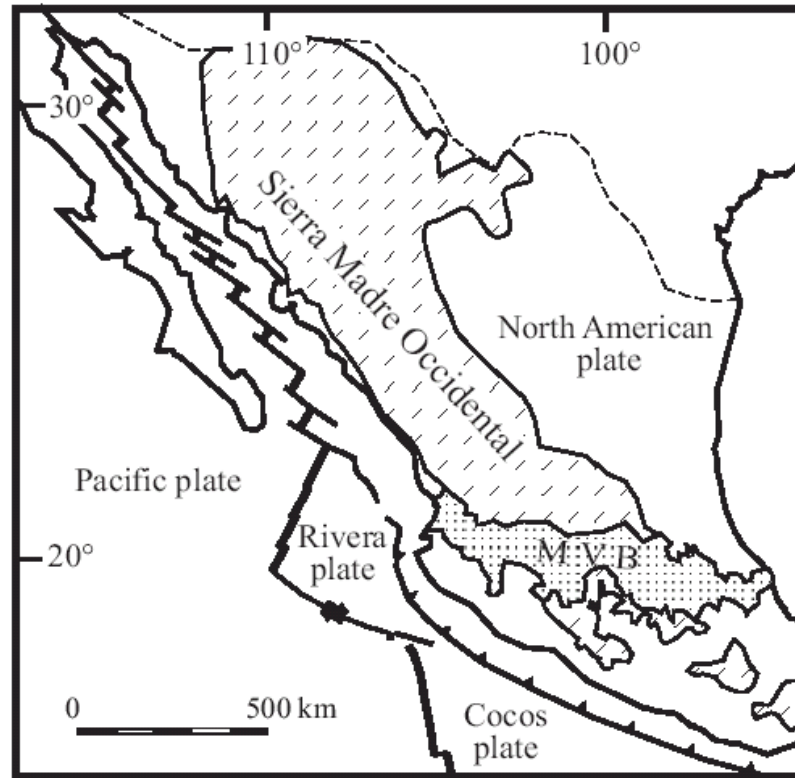


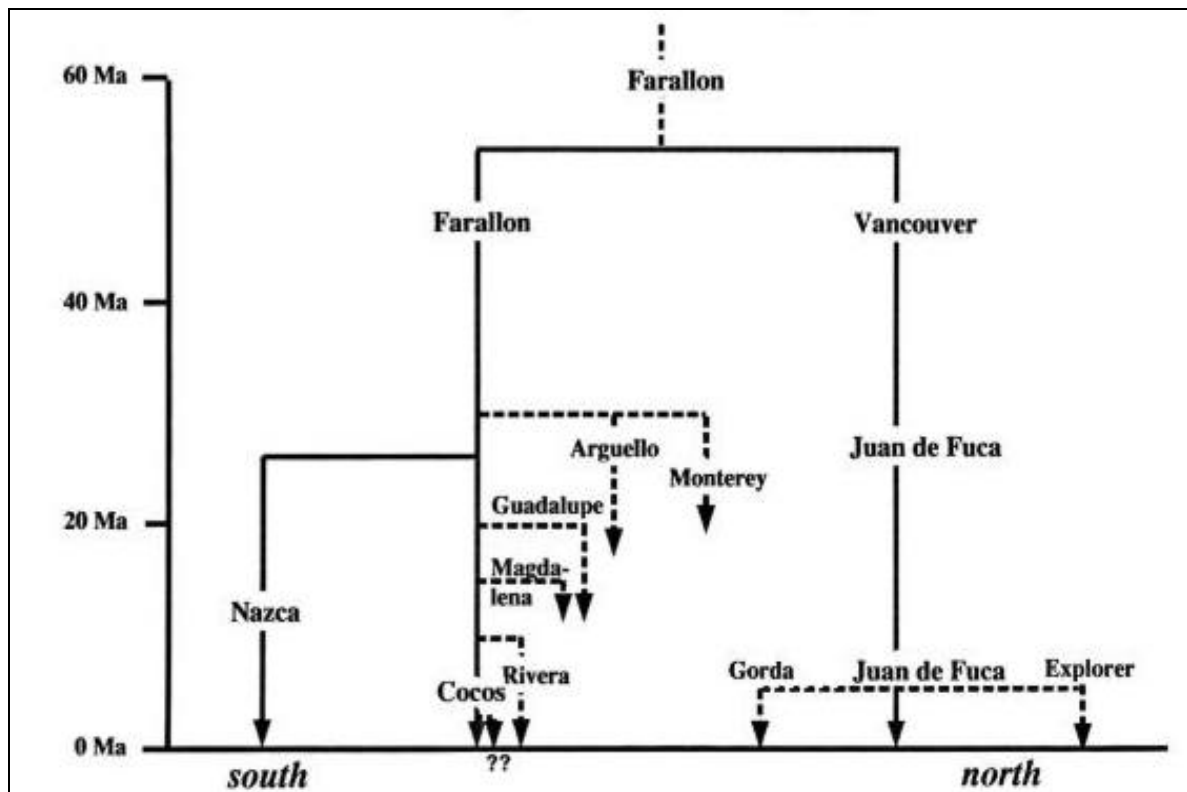
Figura 1.4: **Arriba:** marco geodinámico de México con las principales provincias volcánicas del Cenozoico. **Abajo:** la provincia mexicana del “Basin and Range” del Sur, con su patrón de fallas (trazos en el área clara); y las zonas (en gris) no afectadas por la extensión.

La secuencia volcánica de Sierra Madre Occidental, expuesta en el Noroeste de México, comprende intervalos de máxima actividad entre los 51-40 Ma, 32-27 Ma, y 24-20 Ma (Ferrari et al., 2002). La secuencia Eocena consiste en flujos silícicos de cenizas, flujos de lava de composición intermedia y domos. La secuencia más joven está compuesta por ignimbritas, con algunas cantidades subordinadas de basaltos alcalinos, especialmente en el Mioceno Inferior. La Sierra Madre Occidental ha experimentado una deformación tectónica que parece ser transtensional desde el Eoceno (Robinson et al., 1990); seguida, posteriormente a la Orogenia Larámide, de fases extensionales, en torno a los 30 Ma, que se consideran la prolongación Sur (figura 1.4) de la tectónica del “Basin & Range” (Henry and Aranda, 1992; Luhr et al, 2001) que afecta también al Oeste de Norte América. El fallamiento normal origina en el Mioceno Inferior grabens de orientación NNW-SSE a NNE-SSW que se reactivan en torno a los 12 Ma (Henry and Aranda, 1992).

Al Sur del TMVB, existe actividad volcánica (denominada Sierra Madre del Sur) coetánea con la Sierra Madre Occidental, sólo al Este de la longitud 103°, con secuencias de flujos de lava andesíticas-dacíticas e ignimbritas intermedias-félsicas, de edades entre 46-30 Ma. La Sierra Madre del Sur ha sido afectada por un régimen de cizalla sinistral producido por la migración hacia el Este del bloque de Chortis durante la formación del Caribe.

La actual Fosa de Acapulco se formó en la zona transformante entre la placa de Norte América y de Chortis. Ferrari et al. (1994 a) sugieren, a partir de una recopilación de dataciones isotópicas en Sierra Madre Occidental, que la Fosa fue creándose progresivamente de Oeste a Este (siguiendo la migración de Chortis), entre el Eoceno y el Mioceno Medio; seguida del vulcanismo que aparece con un retraso de algunos millones de años, el necesario para que la placa oceánica alcance la profundidad requerida para comenzar a fundirse.

El vulcanismo Cenozoico está por tanto directamente relacionado con la evolución de la placa de Farallón (figura 1.5); proceso que involucra la subducción de dorsales oceánicas, fragmentación de placas o migraciones de “uniones triples”.



Las primeras secuencias ignimbríticas del Oligoceno en Sierra Madre Occidental (32-28 Ma) extruyeron de forma simultánea desde la frontera con Estados Unidos hasta el Sur del TMVB; y podrían estar relacionadas, al igual que en el Oeste de Estados Unidos (p.ej, Humphreys, 1995), con el hundimiento en el manto de la placa oceánica, en subducción subhorizontal durante la orogenia Larámide, exponiendo la placa continental a un manto astenosférico más caliente. Este mecanismo podría haberse visto favorecido (Nieto-Samaniego et al., 1999) por la disminución de la tasa relativa de convergencia entre Farallón y Norte América que habría tenido lugar con anterioridad al primer contacto (Atwater, 1989) de la Dorsal del Pacífico Este (“East Pacific Rise, o “EPR”) con el continente (figura 1.6).

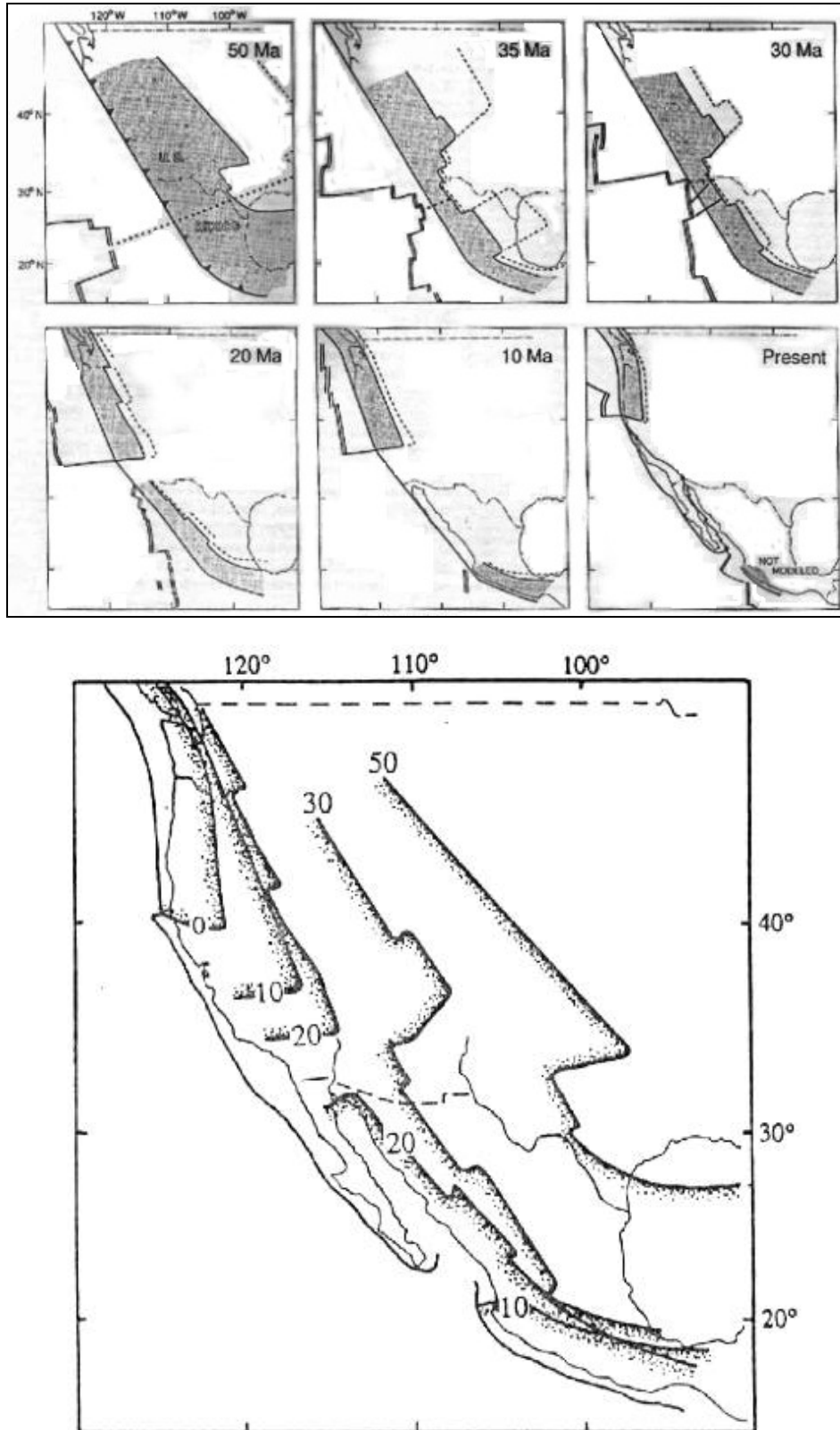


Figura 1.6: Arriba: Geometría (resumida en el mapa de **Abajo**) y estado térmico de la subducción Cenozoica (50, 35, 30, 20, 10 Ma y presente) bajo Norte América y México. Obsérvese que no se modela la subducción actual bajo el TMVB (Severinghaus & Atwater, 1989).

Ferrari et al. (2002) proponen que la “explosión” ignimbrítica del Mioceno Inferior (24-20 Ma) en Sierra Madre Occidental, junto a su tectónica extensional, están asociadas al desprendimiento de la parte más profunda de la placa de Farallón (figura 1.7 a), que originó un evento térmico transitorio y una fusión de la corteza debido a la advección de carácter máfico bajo el continente. Este desprendimiento sería consecuencia del progresivo acercamiento de la Dorsal del Pacífico Este a la paleo-Fosa de Baja California (figura 1.6).

En torno a los 17 Ma, el vulcanismo desaparece al Norte de la latitud 22°N: La llegada de corteza oceánica joven (<10 Ma) y caliente (condiciones que inhiben la fusión y el vulcanismo de arco, ya que la corteza libera fluidos antes de entrar en contacto con el límite del manto, Severinghaus & Atwater, 1989) causó la disminución y luego el cese de la subducción de las placas de Guadalupe y de Magdalena (últimos remanentes de la placa Farallón; figuras 1.5 y 1.7 b), provocando que fuera capturada por la placa del Pacífico (Lonsdale, 1991). En este contexto, Ferrari et al. (2002) proponen un segundo episodio de desprendimiento en la subducción de la placa de Farallón que sería responsable de la ascensión de los flujos y diques máficos del Golfo de California (figura 1.7 b). La porción capturada de Baja California (a los 12.5 Ma) comenzó entonces a moverse en sentido contrario (N-NW) con el movimiento absoluto de la placa del Pacífico (figura 1.7 c), mientras que el resto continuó hundiéndose en el manto.

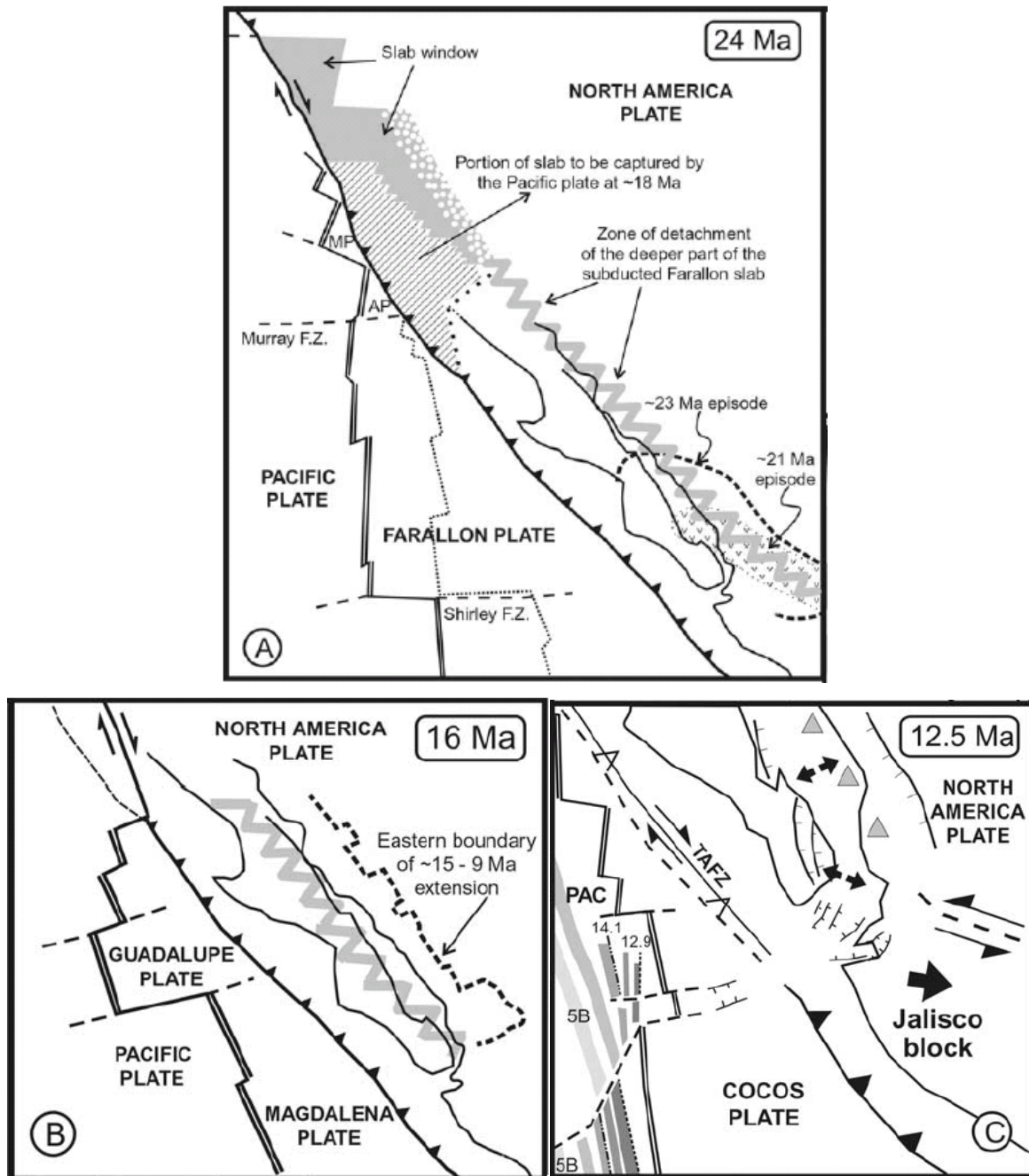


Figura 1.7: Reconstrucción durante el Mioceno de la interacción entre las placas del Pacífico y Norte América, y de los eventos tectónicos en el Sur de Sierra Madre Occidental (Ferrari et al., 2002): **(a)** primer desprendimiento propuesto de la placa de Farallón (en zig-zag), causante de la “explosión” ignimbrítica del Mioceno Inferior (24-20 Ma) en Sierra Madre Occidental; **(b)** segundo desprendimiento propuesto (~15-11 Ma) para la placa de Farallón (en zig-zag), coetáneo con la disminución de la subducción de las placas de Guadalupe y Magdalena; **(c)** captura de Baja California por la placa del Pacífico (12.5 Ma) y patrón de anomalías magnéticas oceánicas (Atwater, 1989) tras el cese de la subducción de la placa de Magdalena.

Ferrari et al. (1999) proponen, analizando la localización de las dataciones isotópicas disponibles, que la transición entre la Sierra Madre Occidental y el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (TMVB) está caracterizada por una reorientación de las partes Central y Oriental del arco durante el Mioceno Inferior-Medio, relacionada con el cambio de geometría de los límites de placa entre Norte América, Farallón y Caribe (el cese de la subducción al Norte de Baja California y la migración hacia el Sureste del punto triple que une estas placas). Basándose en las observaciones de que en el Mioceno Inferior el vulcanismo cesa al Sur de la latitud 18°N y de que en el Mioceno Medio el frente volcánico está próximo a su posición actual, estos autores también proponen una disminución en el ángulo de subducción de la corteza oceánica durante el Mioceno Inferior-Medio, en analogía a la sub-horizontalidad de la subducción observada en el Cuaternario en México Central (Pardo & Suárez, 1995).

El comienzo de la actividad del TMVB se situaría (Ferrari et al., 2000) en el Mioceno Superior, en torno a los 12-11 Ma, con un vulcanismo extendido longitudinalmente (ver figura 1.8) que se emplaza en la frontera de separación entre dos dominios tectónicamente diferenciados: (i) uno al Norte del TMVB, sujeto al inicio de la divergencia entre las placas Pacífica y Norteamericana, como consecuencia de la subducción de los restos de la placa oceánica de Farallón bajo el continente y de la extensión del Golfo de California a medida que la placa Pacífica capturaba Baja California; y (ii) otro al Sur del TMVB, caracterizado por la subducción oblicua de las placas de Cocos y de Rivera. Aparentemente, el campo de esfuerzos relacionado con este complicado límite de placas reactivó antiguas zonas de sutura, permitiendo la rápida ascensión de los magmas derivados del manto.

Por otra parte, algunos autores relacionan la actividad tectónica del TMVB con una cizalla sinistral E-W regional activa desde el Mioceno Superior, y al desarrollo progresivo de una deformación extensional (p.ej, Pasquaré et al., 1986). Este sistema de fallas transtensionales y extensionales guiaron el emplazamiento de magmas del vulcanismo del Mioceno Superior y el Plio-Cuaternario (Ferrari et al., 1994 a) del TMVB.

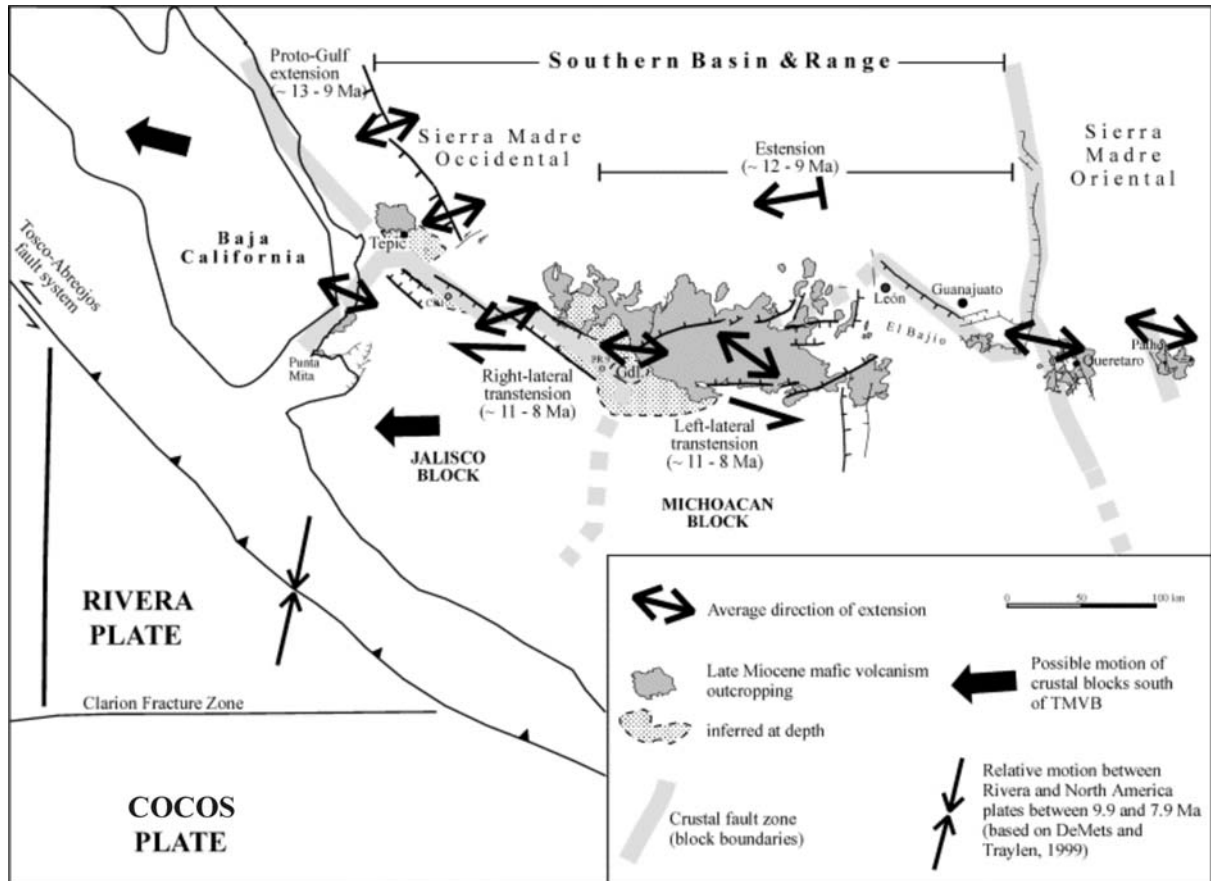


Figura 1.8: Configuración de placas y fuerzas entre sus límites durante el Mioceno Superior en México Central; y direcciones medias de extensión relacionadas con la reactivación de los límites de los bloques. (Ferrari et al., 2000).

1.2.3: EL CINTURÓN VOLCÁNICO TRANSMEXICANO (TMVB).

El TMVB es un arco volcánico continental localizado sobre el margen meridional de la placa Norteamericana, de unos 1000 km de longitud, y activo desde el Mioceno Superior (~10 Ma) debido a la subducción de las placas de Rivera y Cocos; caracterizado por varias erupciones volcánicas históricas (Simkin & Siebert, 1994), fallas neotectónicas (Suter et al., 1991, 1995 a, b) y un elevado flujo térmico (Polak et al., 1985).

A diferencia de otros arcos magmáticos, presenta **características peculiares** como: (i) la gran variabilidad en el estilo volcánico y en la composición química de sus productos; (ii) la presencia de un vulcanismo alcalino de tipo intraplaca

similar a los “basaltos de isla oceánica” (OIB), que proviene de un manto no contaminado por la subducción y que está, sólo en una pequeña proporción, asociado espacialmente al vulcanismo calco-alcalino dominante, que sí está relacionado con la subducción; (iii) la oblicuidad de la parte Central y Oriental del frente volcánico (dirección 98°), que forma un ángulo de aproximadamente unos 15° con respecto a la dirección de la Fosa de Acapulco o “Middle American Trench” (MAT); o (iv) la notable variación que presenta la anchura del arco (con mínimos de 65 km y un máximo de 200 km).

Estos rasgos peculiares no se relacionan directamente con la edad y la estructura térmica de las placas en subducción: La litosfera oceánica que subduce en la Fosa crece en edad, hacia el Sureste, entre 8 y 15 Ma; pero por debajo del arco volcánico Plioceno - Cuaternario, existe una placa de edad uniforme, de entre 18 y 20 Ma (Kostoglodov & Bandy, 1995). Desde la década de los 60, en la que se comienza a estudiar el TMVB de forma puntual, se ha avanzado en la reconstrucción de la estructura del sistema de subducción, en el establecimiento de la edad y la evolución geológico-tectónica del TMVB, en la reconstrucción de la historia volcánica de los centros activos y la evaluación de su riesgo, y en el esclarecimiento de la petrogénesis de los magmas. Sin embargo, a pesar de estos avances, no se ha aclarado completamente el origen y la evolución del TMVB: En general, los problemas de interpretación provienen de la falta de un conocimiento detallado de la geología del arco volcánico y de la estructura físico-química de la corteza y el manto por debajo de él (Ferrari, 2000).

La relocalización precisa de los sismos de subducción bajo México Central, junto con estudios magneto-telúricos, han permitido reconstruir la **geometría de las placas** en subducción, mostrando que el frente volcánico Cuaternario se corresponde con los 80-100 km de profundidad de la zona de Benioff. De acuerdo a estos datos, la anómala orientación del TMVB (no paralela a la Fosa) está relacionada con variaciones geométricas en el ángulo de inclinación de las placas de Cocos y Rivera (figura 1.9) en subducción bajo la placa Norteamericana.

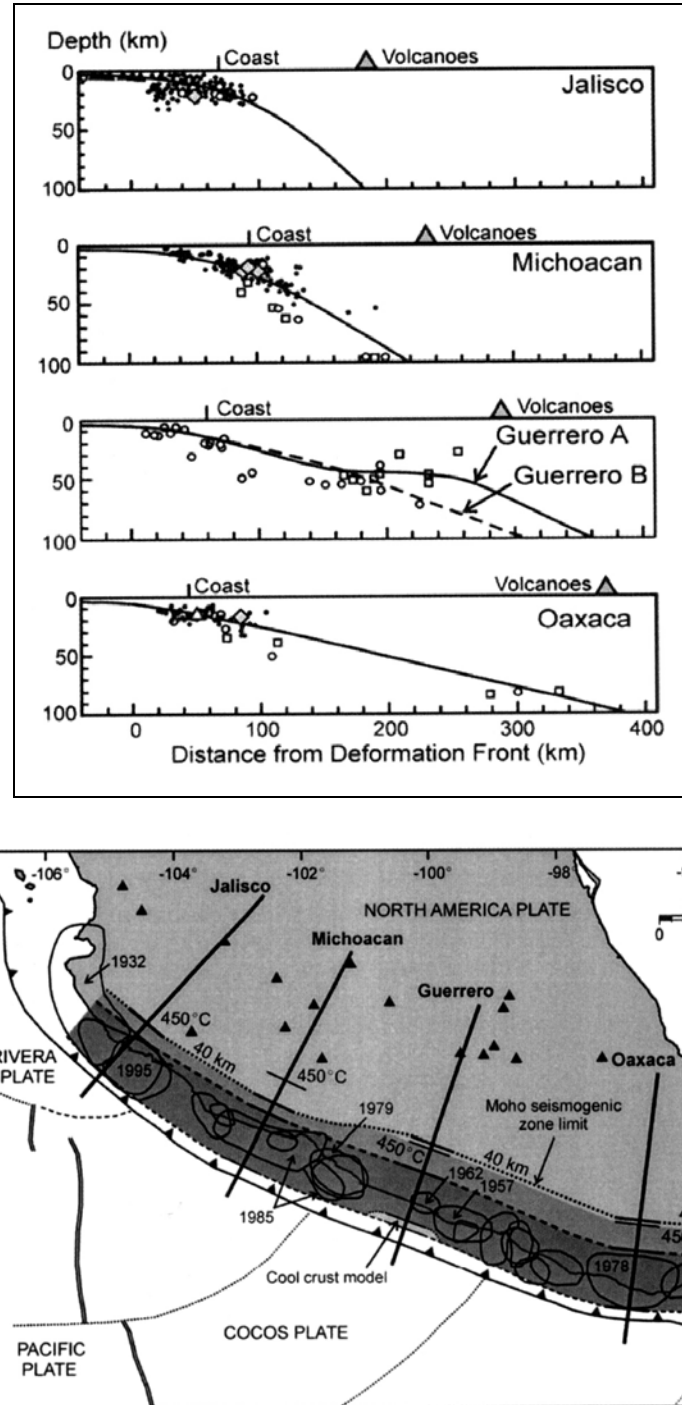


Figura 1.9 : Arriba: Geometría de la zona de subducción (a lo largo de los perfiles del mapa de la **Abajo**) a partir de datos de la relocalización de terremotos (círculos abiertos, Pardo & Suárez, 1995), de datos de reflexión sísmica (triángulos sólidos, Jalisco) y de datos de refracción sísmica (triángulos abiertos, Oaxaca); y localización de los sismos más importantes (diamantes abiertos) y sus réplicas (pequeños círculos). (Figura recopilatoria de Currie et al., 2002, ver referencias de los datos en su artículo).

La zona de Benioff que define la placa Rivera por debajo del bloque de Jalisco tendría un ángulo de 45-50°, el que define la placa Cocos disminuiría bajo Michoacán hasta volverse subhorizontal bajo Guerrero y Oaxaca, y aumentaría de nuevo hasta las inclinaciones correspondientes a la región ístmica y centroamericana (p.ej., Pardo & Suárez, 1995).

Sin embargo, la ausencia de sismos por debajo del TMVB provoca que en esta región la geometría de la placa de subducción permanezca incierta, aunque se sugiera que podría hundirse, con un ángulo alto, por debajo del arco volcánico.

Estructuralmente, el TMVB no puede considerarse como una entidad uniforme: Diferentes estudios basados en direcciones de fallas y campos de esfuerzos dividen el arco magmático en tres sectores principales (figura 1.10) sujetos a diferentes estilos tectónicos: los **sectores Oriental, Central y Occidental** (Demant, 1978, Pasquaré et al., 1988), que presentan diferencias en lo que respecta al tipo de vulcanismo y su composición química.

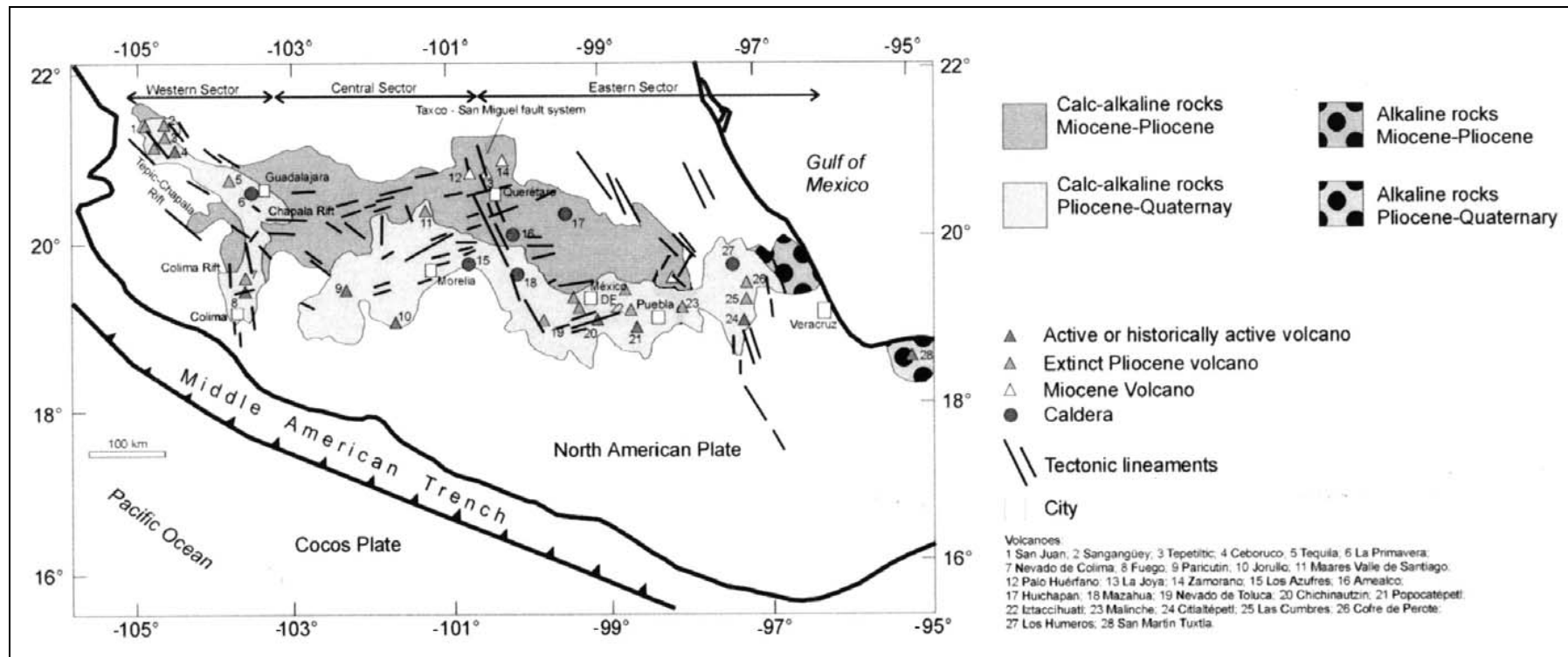


Figura 1.10: División del TMVB en los sectores Oriental, Central y Occidental. Principales alineamientos tectónicos y geología regional del TMVB. (Modificado de Aguirre-Díaz et al., 1997).

En el sector Oriental, al Este del sistema de fallas Querétaro-Taxco (de orientación NNW-SSE), la mayor parte del vulcanismo está emplazado en grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición andesítica a reolítica alineados a lo largo de estructuras corticales, mientras que los volcanes monogenéticos de composición basáltica representan sólo una pequeña fracción del volumen emplazado. En este sector el arco volcánico se emplaza sobre una corteza de edad precámbrica, presumiblemente de tipo cratónico (Oaxaquia, Ortega-Gutiérrez et al., 1995).

En el sector Central, entre el sistema de fallas Querétaro-Taxco y el rift de Colima, se desarrolla el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, formado por centros monogenéticos y pequeños volcanes escudo de composición basáltica o basáltico-andesítica. No existen estratovolcanes exceptuando el Cerro Tancitaro.

En el sector Occidental, limitado al Este por el rift de Colima, el TMVB se sobrepone a la parte Norte del bloque de Jalisco y al límite meridional de la Sierra Madre Occidental a lo largo del rift de Tepic-Chapala (también llamado de Tepic-Zacoalco), donde el vulcanismo emplazado es bimodal, formado tanto por estratovolcanes y complejos de domos dacítico-riolíticos como por centros monogenéticos basaltos; mientras que dentro del bloque de Jalisco es casi exclusivamente monogenético y de composición basáltico-andesítica.

La deformación, caracterizada por fallas y fracturas, está mejor definida y organizada en los sectores Central y Occidental, donde ha existido una extensión tectónica coetánea con el vulcanismo (p.ej., Luhr, 1997). En el sector Oriental en cambio, las características estructurales no son fácilmente reconocibles, bien porque estén ocultas debido a la erosión y al vulcanismo reciente, bien porque la corteza de este sector haya respondido de manera diferente al mismo campo de esfuerzos. Estas diferencias pueden en cierta manera extenderse a la naturaleza de las rocas del basamento.

Se ha sugerido que el TMVB está emplazado sobre límites de antiguos terrenos que han experimentado diferentes episodios de reactivación después de su acreción (Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1994); y que estos límites pueden desempeñar un papel importante en el control de la ascensión y el emplazamiento del magma (Alaniz-Álvarez et al., 1998).

Datos gravimétricos (Woollard & Monges-Caldera, 1956; Molina-Garza & Urrutia-Fucugauchi, 1993; Urrutia-Fucugauchi & Flores-Ruiz, 1996) indican que el grosor cortical de la placa superior aumenta desde las costas hacia el interior del

continente, alcanzando un máximo de unos 50 km bajo el sector Oriental del TMVB (donde se infiere la existencia de un núcleo de basamento precámbrico). Hacia el occidente el espesor disminuye considerablemente, hasta llegar a 28 km al Suroeste del campo volcánico Michoacán-Guanajuato (figura 1.11).

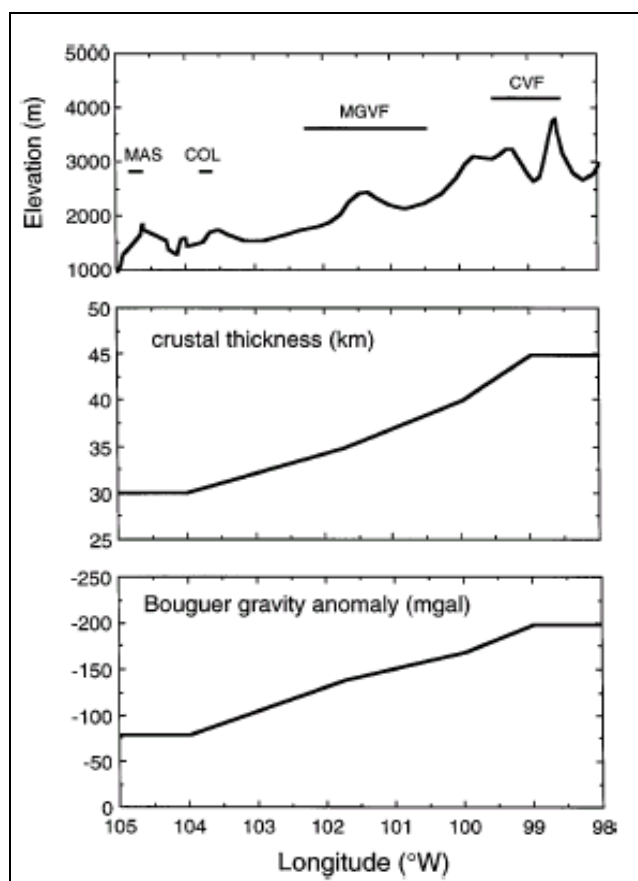


Figura 1.11: Elevación (en metros sobre el nivel del mar), espesor cortical estimado (Urrutia-Fucugauchi & Flores-Ruiz, 1996), y perfiles de anomalía gravimétrica de Bouguer (Woollard & Monges-Caldera, 1956) a lo largo del frente volcánico en México Central, entre las longitudes 98°W y 105°W. Los campos volcánicos que se señalan son: CVF (Chichinautzin), MGVF (Michoacán-Guanajuato), COL (Colima) y MAS (Mascota).

La variación, composición y edad de la estructura del basamento, sobre la que el TMVB se emplaza, puede estar relacionada con diferencias de la respuesta de la corteza al campo de esfuerzos, lo que influiría significativamente en la ascensión del magma, los caminos de diferenciación y las condiciones de emplazamiento.

Desde el punto de vista petrológico, el magmatismo del TMVB es predominantemente calco-alcalino, pero también se han encontrado extrusiones de carácter alcalino en los límites Este y Oeste del arco, si bien algunas de estas extrusiones en el sector Occidental han sido puestas en duda (p.ej., Ferrari et al, 1994b). Las conexiones entre estos dos diferentes indicadores petrogenéticos han

sido motivo de controversia: Se ha propuesto que representan diferentes provincias petrogenéticas, al menos en el sector Oriental (p.ej., Cantagrel & Robin, 1979); que ambos pueden estar relacionados con el mismo proceso de subducción (p.ej., Negendank et al., 1985); o que las lavas alcalinas se producen por fusión de diferentes reservas del manto (p. ej, Luhr, 1997). Por tanto, el debate se ha centrado en el origen y significado de estos magmas alcalinos: En los sectores Oriental y Occidental del TMVB se ha detectado la existencia inusual de un frente volcánico potásico, donde los patrones de los elementos traza indican que los magmas alcalinos provienen de un manto modificado por la subducción (p.ej., Besch et al., 1988; Luhr et al, 1989; Lange & Carmichael, 1991; Richter et al., 1995; Luhr, 1997) y que se deben a la extensión que afecta a la placa superior (Carmichael et al, 1996). Sin embargo, tanto en la parte Noroccidental del TMVB (Verma & Nelson, 1989; Wallace et al., 1992; Richter & Carmichael, 1992), como en el sector Oriental (en Palma Sola: Negendank et al., 1985; y en la Sierra Chichinautzin: Márquez et al., 1999; Wallace & Carmichael, 1999) existen lavas que se parecen a los “basaltos de isla oceánica” (OIB), lo que implicaría un manto no contaminado por la subducción. Luhr (1997) sugiere un modelo que relaciona la existencia de estas lavas OIB con un flujo de material no contaminado desde la zona de retro-arco inducido por la subducción. Moore et al. (1994) y Márquez et al (1999) propusieron otro modelo alternativo, en el cual los magmas OIB serían la expresión de una pluma del manto que estaría moviéndose de Oeste a Este por debajo del TMVB desde el Mioceno Superior. Este modelo fue contestado por Ferrari & Rosas-Elguera (1999) atendiendo a la evolución temporal del fallamiento y del vulcanismo OIB del TMVB, que no muestra la propagación predicha por el modelo, y al volumen de las lavas OIB que resulta ser muy inferior a lo esperado si existiera una pluma en el manto; en la correspondiente réplica, Márquez et al., (1999c) discrepan acerca del volumen, la geoquímica y la tectónica asociada a estas lavas. Ferrari et al. (2001) proponen un tercer modelo en el sector Occidental, explicando la presencia de lavas OIB como resultado de la ascensión lateral de material de la astenosfera debido al hundimiento de la placa de Rivera tras un periodo de pausa en la tasa de subducción.

Además, existe una aparente migración hacia el Sur con el tiempo del frente volcánico del TMVB, ya que el emplazamiento de las lavas de edad Mioceno Superior y Plioceno ocurre al Norte de las lavas de edad Plioceno y Cuaternario

(p. ej, *Hasenaka and Carmichael, 1985; Nixon et al, 1987*). Las velocidades aparentes de esta migración en el sector Central (Michoacán-Guanajuato) y Oriental (Sierra de las Cruces) es del orden de las velocidades de placa relativas entre Cocos y Norte América, lo que sugiere que pueda estar relacionada con reorganizaciones de placas o con la profundización del ángulo de subducción de Cocos (*Ban et al., 1992; Osete et al, 2000*). Más recientemente se ha propuesto otro modelo alternativo, para la migración del vulcanismo del sector Oriental del TMVB, relacionado con un proceso de retroalimentación entre un progresivo adelgazamiento hacia el Sur de una capa cortical frágil sobre otra dúctil (debido a una extensión asimétrica) y una migración del emplazamiento del magma (favorecida en esa dirección) que se encontraría almacenado a unos 10 km de profundidad en el límite entre estas dos capas corticales (*Márquez et al., 2001*).

1.3. ROTACIONES DE BLOQUES

Desde hace décadas, muchos trabajos geológicos han sugerido la existencia de rotaciones tectónicas de masas rocosas corticales (bloques) a todas las escalas. Los estudios paleomagnéticos, cada vez más numerosos, han ido a su vez complementando estos trabajos y aportando datos sobre la cuantía y el carácter de estas rotaciones.

Se entiende por rotación tectónica neta, cuando una masa rocosa experimenta una reorientación tras sucesivos eventos tectónicos como fallamientos o plegamientos, la rotación simple equivalente a la combinación de movimientos de la roca entre su estado inicial de emplazamiento hasta su presente estado de deformación. El marco de referencia para evaluar la orientación viene definido por el plano horizontal y la dirección teórica del campo geomagnético dipolar.

Existen diferentes tipos de rotaciones (*McDonald, 1980*), y de ejes que pueden caracterizarlas. Uno de los desafíos del paleomagnetismo, en el estudio de zonas orogénicas, es el de distinguir entre: (i) rotaciones de placas tectónicas; (ii) rotaciones estructurales locales sobre ejes verticales; y (iii) rotaciones tectónicas aparentes, también sobre ejes verticales, pero que resultan de una combinación de rotaciones sobre ejes inclinados no conocidos, asumiendo una corrección tectónica sobre un eje horizontal (la dirección o rumbo de los estratos inclinados).

Las rotaciones de las placas tectónicas se llevan a cabo sobre ejes verticales que pueden estar muy lejos de ellas. La deriva en latitud de una placa queda reflejada, en el registro paleomagnético, por las variaciones en inclinación de sus direcciones. Si posteriormente la placa colisiona con otra, se produce otra rotación, esta vez alrededor de un eje vertical cercano, cuyo sentido puede reflejar la geometría previa relativa a la acreción.

También se conocen rotaciones sobre ejes verticales en dominios tectónicos de menores dimensiones (bloques) producidas por una gran variedad de estructuras (ver la recopilación de la figura 1.12), como en desprendimientos laminares o acreciones alóctonas, cinturones orogénicos, zonas de cizalladura, en regímenes de subducción u otros contextos de deformación.

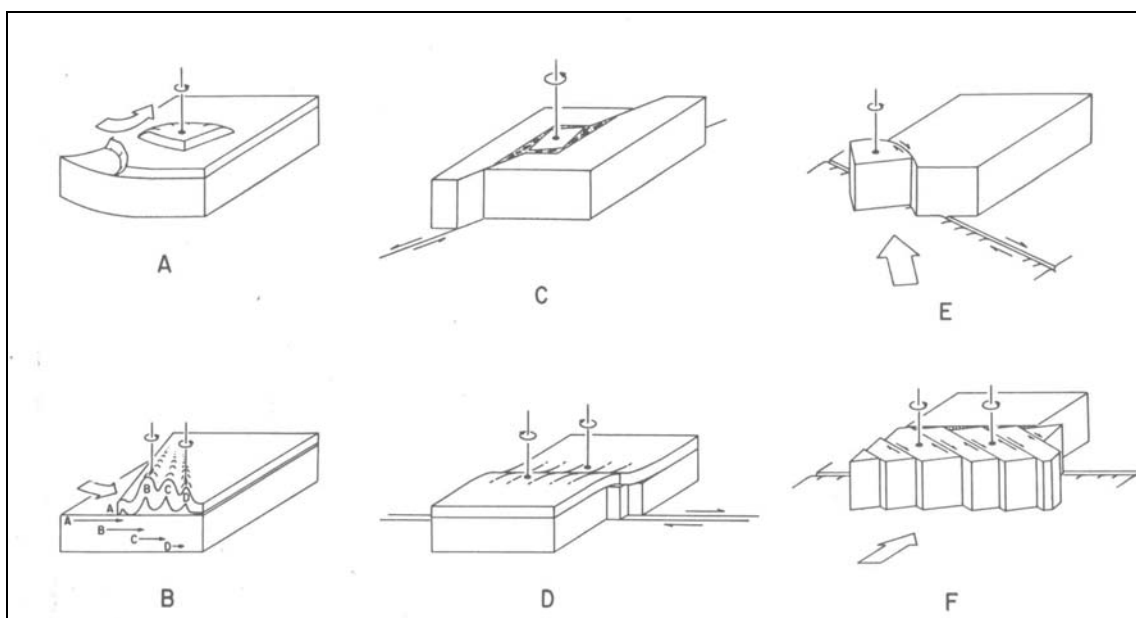


Figura 1.12: Ejemplos de la variedad de estructuras que permiten rotaciones tectónicas sobre ejes verticales (McDonald, 1980) que pueden detectarse paleomagnéticamente: **(a)** una lámina horizontal de roca se desprende a lo largo de un plano de debilidad y se desliza sobre un terreno adyacente, o bien un terreno alóctono se desliza sobre otro; **(b)** una estructura de plegamientos diferenciales produce diferentes grados de rotación tras la corrección tectónica (el pliegue B rotaría más que el D); **(c)** un bloque rota en una zona de fallas de cizalla, rodeado de una matriz de material deformado; **(d)** una zona con deformación plástica cerca de fallas de cizalla produce rotaciones cuyo sentido depende de la dirección de la cizalla (rotación horaria/antihoraria para cizallas dextrales/sinistrales); **(e)** la subducción oblicua (transpresión) rota un fragmento de corteza a lo largo de una falla de cizalla subparalela al margen de subducción; **(f)** un bloque con sistema de fallas rota (junto a ellas) durante la deformación por compresión.

En zonas orogénicas de complejidad estructural también existen rotaciones sobre ejes inclinados (en fallas normales o cilíndricas inclinadas, imbricaciones de

planos normales etc.), o rotaciones sobre múltiples ejes cuyo eje equivalente sea inclinado.

Las rotaciones tectónicas aparentes sobre ejes verticales, que se producen al aplicar de forma incorrecta la corrección tectónica, producen una dispersión en las declinaciones, que recorren círculos menores –centrados en la vertical- en la proyección de igual área. Este efecto se traduce en una inclinación media menor que la real; o en un arco de los polos geomagnéticos virtuales centrado en la región de muestreo que desplaza el polo paleomagnético hacia ella (McDonald, 1980).

Esta dispersión en forma de arco de las direcciones de los sitios puede no detectarse si la región rotada es mayor que la región de muestreo. En este último caso, las rotaciones aparentes no pueden distinguirse de las reales si los sitios plegados tienen dirección y buzamiento paralelos.

En sitios plegados con diferentes direcciones y buzamientos, direcciones agrupadas (sin dispersión en declinación) tras la corrección tectónica, indican muy probablemente la validez de esta corrección. Una declinación anómala en esta situación puede indicar una rotación tectónica “real”. Declinaciones arqueadas respecto a la vertical indican rotaciones tectónicas aparentes, sobre todo si la región está muy deformada y la región de muestreo es pequeña.

Cuando no es necesario realizar la corrección tectónica (p.ej., el caso de lavas en la paleohorizontal), declinaciones medias anómalas indican rotaciones “reales” alrededor de ejes verticales. La comparación de las diferencias en declinación entre sitios puede ayudar a definir el tamaño y los límites de los dominios tectónicos.

Siempre es difícil establecer las dimensiones en profundidad de los bloques rotados, aunque la intuición sugiere que deben ser menores que la dimensión horizontal. También debe tenerse en cuenta, que un sentido uniforme en la rotación que ocurra sobre una región extensa (en su dimensión horizontal), no indica necesariamente rigidez estructural o cohesión en esa región.

En general, no es fácil relacionar las rotaciones sugeridas por los datos paleomagnéticos con los mecanismos específicos que las producen. En algunas áreas, ello se debe a la dificultad de separar la tectónica de placas de rotaciones estructurales locales. En otras áreas la dificultad recae en el método de análisis paleomagnético, especialmente en la corrección tectónica.

Si se consideran las paleo-reconstrucciones de tectónica de placas para los márgenes continentales del Atlántico y la diversidad de bloques o terrenos con diferentes historias tectonoestratigráficas que constituyen la estructura continental de México, podría esperarse un registro paleomagnético cuyas direcciones y polos mostrarían una divergencia angular creciente con respecto a Norte América en razón directa de su edad. Urrutia et al. (1987) revisan y discuten este registro paleomagnético, y observan que sin embargo muchos polos del Paleozoico para México son próximos a los esperados para Norte América, mientras que, por ejemplo, resultados del Terciario difieren de sus polos esperados. Basándose en los datos paleomagnéticos existentes en el Mesozoico y Cenozoico, estos autores sugieren para México una evolución tectónica diferente de la de Norte América; e indican que los datos paleomagnéticos, aunque están lejos de poder explicar satisfactoriamente lo que parece una compleja evolución tectónica, son en general congruentes con los modelos que implican movimientos sinistral y rotaciones antihorarias de ciertas porciones de México.

La actividad tectónica que se observa en la actualidad en el continente de México, por ejemplo, la península de Baja California moviéndose hacia el Norte a lo largo del sistema de fallas dextrales de San Andrés; o fragmentos de procedencia oceánica siendo consumidos bajo el Sur de México, quizá parcialmente en acreción con el margen continental; o la compleja configuración actual de las placas de Cocos y Rivera (convergencia oblicua, movimientos transformantes y reorganización de las dorsales oceánicas), es el reflejo de los eventos tectónicos del pasado tales como subducción de dorsales oceánicas, fragmentación de placas o migraciones de uniones triples, procesos que favorecen la existencia de rotaciones corticales.

Un ejemplo de estas rotaciones dentro del marco geodinámico del área de este estudio, son las variaciones en declinación detectadas paleomagnéticamente (Hornafius, 1985) en la costa Suroccidental de Estados Unidos (ver figura 1.13).

Estos datos convencieron a la mayoría de los geólogos de que estas rocas habían experimentado rotaciones sobre ejes verticales como consecuencia del encuentro entre la dorsal oceánica del Pacífico y Norte América (~27-18 Ma), y la consiguiente captura de Baja California por la placa del Pacífico (figura 1.13).

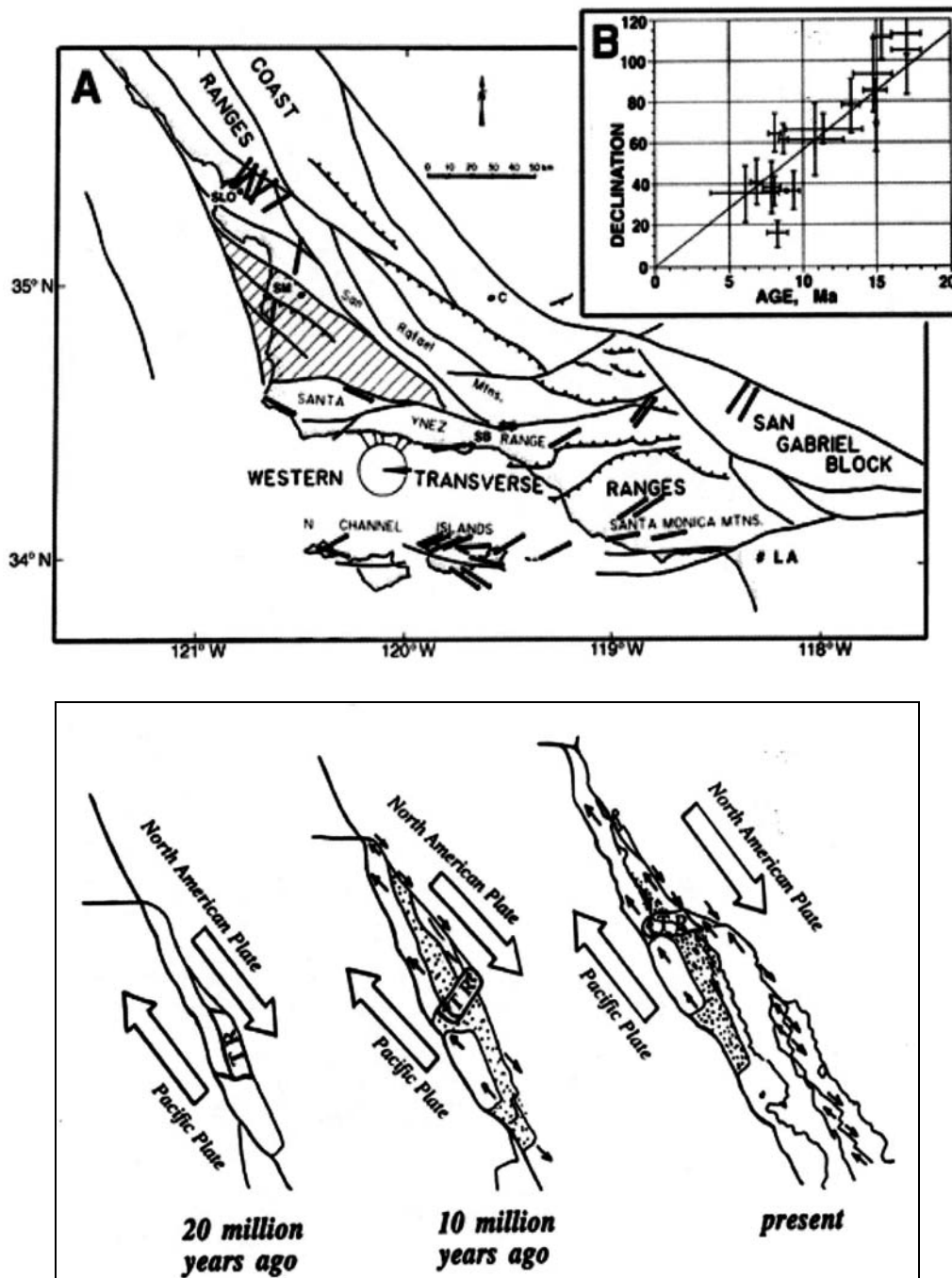


Figura 1.13: (de Atwater, 1998) **Arriba:** Evidencia paleomagnética de la rotación Neógena progresiva de los “Western Transverse Ranges” al Suroeste de Estados Unidos: **A:** Declinación (barras gruesas) de rocas de edad superior a 16 Ma que han sido rotadas entre 80° y 110° (Hornafius, 1985); **B:** aumento progresivo con la edad de las declinaciones de rocas de edad inferior a 16 Ma (Luyendyk, 1991, tras Hornafius et al., 1986). **Abajo:** Modelo cinemático propuesto para la explicación de las rotaciones encontradas en el Neógeno (izquierda, A-B) en el Sur de California y el Norte de Baja California (Nicholson et al., 1994).

1.4. OBJETIVOS GENERALES Y ESTRUCTURA DE LA TESIS

Estudios paleomagnéticos pilotos previos de carácter local en los sectores Oriental y Central del TMVB habían sugerido la existencia de rotaciones de bloques corticales sobre ejes verticales (p.ej., ver las recopilaciones de Urrutia & Böhnel, 1988; Soler-Arechalde et al., 2000). Estos estudios revelaron la existencia de rotaciones de bloques de carácter fundamentalmente antihorario en los sectores Central y Oriental del TMVB, con valores de parámetros de rotación de hasta 56°, para edades que varían desde el Cretácico Medio al Cuaternario. Más recientemente, también se han publicado rotaciones de unos 20°, antihorarias, en el sector central del TMVB, en volcanes del Mioceno Superior (Alva-Valdivia et al, 2000). Según los autores de los anteriores trabajos, estas rotaciones antihorarias podrían verse favorecidas regionalmente en una zona donde el régimen de esfuerzos, transtensivo, está condicionado por la convergencia oblicua (N34°E) entre las placas oceánicas de Cocos y Rivera y la placa continental Norteamericana.

El comienzo de este estudio paleomagnético se integró en el marco del proyecto de investigación “Palaeomagnetic constrains and structural block rotations in orogenic zones from México and Spain” (CI – CT94 – 0114), financiado por la Unión Europea y desarrollado por los Departamentos de Física de la Tierra y de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid, el Instituto Jaume Almera (CSIC) de Barcelona, la sección de CC. Geológicas de la Universidad de Plymouth (Inglaterra) y el Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), México. El objetivo del citado proyecto fue el de investigar la componente rotacional de la deformación de bloques de la corteza superior en diferentes contextos geodinámicos (convergencia continental, subducción, deformación intracontinental, etc.) en áreas de Iberia y México.

Por tanto, uno de los objetivos iniciales ha sido el de determinar la posible ocurrencia de rotaciones de bloques alrededor de ejes verticales en esta región, establecer su carácter y cuantía, e intentar definir la extensión y los límites de estos bloques.. Para identificar y constreñir espacial y temporalmente estas posibles rotaciones, se han muestreado tanto el vulcanismo del TMVB como litologías sedimentarias distintas, más antiguas que el TMVB pero en la misma región (figura 1.14).

Otro de los objetivos ha sido el de intentar caracterizar la migración hacia el Sur de la actividad volcánica, sugerida por estudios previos en el TMVB; y en su caso, el de obtener además un valor de la velocidad de esta migración. Para ello se realizó un muestreo específico y detallado en la Sierra de las Cruces (sector Oriental), a lo largo de un perfil que recorría la tendencia estructural de la Sierra y abarcaba geográfica y temporalmente todos sus periodos eruptivos.

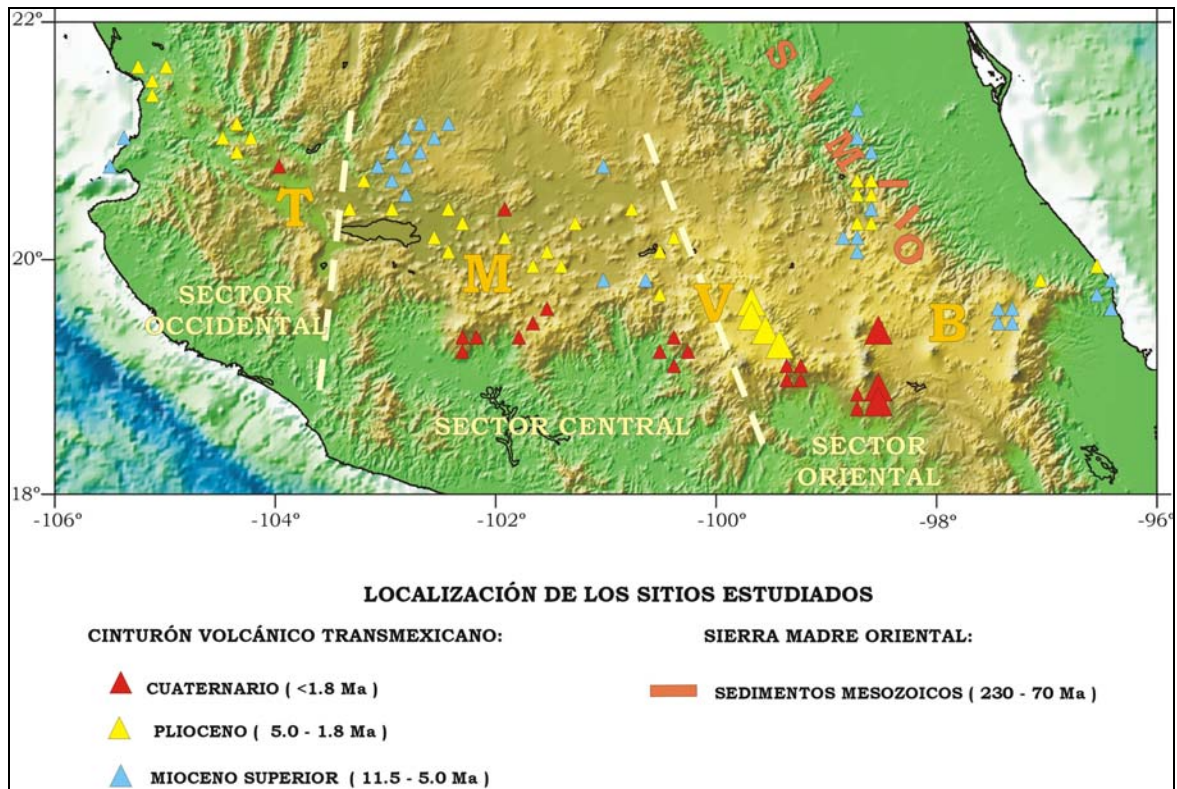


Figura 1.14 : Localización de los sitios volcánicos (triángulos) muestreados a lo largo del Cinturón Volcánico Transmexicano (TMVB) y de los perfiles de sitios sedimentarios mesozoicos (rectángulos) de Sierra Madre Oriental (SMO). Los distintos colores de los volcanes refieren a la edad de cada afloramiento volcánico (azul: Mioceno Superior; amarillo: Plioceno y rojo: Cuaternario); los triángulos grandes representando cinco sitios de la misma edad. Las líneas discontinuas dividen los sectores Oriental, Central y Occidental del TMVB.

Y por último, otro de los objetivos ha sido el de realizar un estudio de la Variación Paleosecular del campo geomagnético en los últimos 10 Ma, registrada en las rocas volcánicas del TMVB, con el afán de comprobar si la dispersión geomagnética observada apoya los modelos que sostienen la existencia de una “ventana para el campo dipolar”, como algunos estudios previos sostienen en el Pacífico, incluso extendida hasta México, o si por el contrario se ajusta con la predicha por los modelos teóricos para otros sitios en la misma latitud.

Para intentar conseguir estos objetivos, se ha realizado un estudio paleomagnético sistemático a lo largo y ancho de todo el TMVB (figura 1.14).

En total se han investigado 139 afloramientos volcánicos, de edades comprendidas entre el Mioceno y la actualidad, situados a lo largo del TMVB (figura 1.14). Además, se han investigado 22 afloramientos de materiales sedimentarios en el Sur de la Sierra Madre Oriental (SMO), en su confluencia con el TMVB justo al Norte de su sector Oriental (figura 1.14).

La memoria se ha estructurado por capítulos en los que se presentan los principales resultados, algunos de los capítulos corresponden a artículos a los que ya ha dado lugar la tesis, y otros tienen la estructura de artículos que serán enviados para su publicación en un futuro próximo. En primer lugar se exponen los resultados obtenidos en los materiales ígneos (TMVB) y posteriormente los resultados de los materiales sedimentarios (SMO):

En los capítulos 2, 3 y 4 se presentan los resultados obtenidos en afloramientos volcánicos en diferentes regiones del TMVB: En el **capítulo 2** se investiga un perfil NW-SE (Sierra de las Cruces) que atraviesa el TMVB al Este de la cuenca de México y las implicaciones tectónicas y geodinámicas de estos resultados. En los **capítulos 3 y 4** se presentan los resultados obtenidos en el sector Oriental del TMVB y en la región Centro-Occidental respectivamente.

En el **capítulo 5** se realiza una recopilación de todos los estudios realizados en el TMVB y se hace una selección de los mismos de acuerdo con un criterio de calidad. A continuación se discute la existencia de rotaciones post-Miocenas en el TMVB, en comparación con los resultados obtenidos en este estudio.

En el **capítulo 6** se realiza un análisis estadístico de la variación paleosecular (PSVL) durante los últimos 10 Ma en la región de México investigada.

En el **capítulo 7** se exponen los resultados paleomagnéticos obtenidos en tres perfiles de orientación EW que cortan el Sur de la SMO a diferentes latitudes, en la intersección de la SMO con los afloramientos muestreados al Norte del sector Oriental del TMVB..

En el **capítulo 8** se resumen brevemente e interrelacionan las conclusiones de los capítulos precedentes.

Por último, en el **capítulo 9** se expone un glosario, alfabético e interrelacionado, representativo de los términos científicos utilizados a lo largo de la memoria.

1.5: BREVE DESCRIPCIÓN DE LOS OBJETIVOS Y RESULTADOS DE CADA CAPÍTULO.

En el **Capítulo 2** (Osete , M.L., Ruiz-Martínez, V.C., Caballero-Miranda, C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J. and Tarling, D.H., 2000. *Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de las Cruces Mexico: Palaeomagnetic and radiometric evidence. Tectonophysics*, vol 318, pp. 201-216) se estudia la evolución espacio-temporal del magmatismo de la Sierra de las Cruces, una cadena volcánica de edad Plioceno - Cuaternario y orientación NNW-SSE situada al Oeste del Valle de México, en el extremo Occidental del sector Oriental del TMVB.

El estudio paleomagnético realizado en 30 sitios –que permitió establecer una magnetoestratigrafía con cinco unidades de polaridad alternante, consistentemente distribuidas de forma perpendicular a la orientación de la cadena-, junto a dataciones isotópicas realizadas en muestras representativas, revelan que la actividad volcánica experimentó una migración hacia el SE con una velocidad media de 1.6 cm/año entre los 3.6-1.8 Ma y a una velocidad mayor de hasta 4 cm/año durante el cron Gauss. Las direcciones paleomagnéticas pasan positivamente el test de inversión y sugieren, dentro del margen de incertidumbre, la posibilidad de una rotación antihoraria, muy pequeña en todo caso, que pudo ocurrir en el Plioceno.

En el **Capítulo 3** (Ruiz Martínez, V.C., Osete, M.L., Vegas, R., Núñez-Aguilar, J.I., Urrutia-Fucugauchi, J. and Tarling, D.H., 2000. *Palaeomagnetism of Late Miocene to Quaternary rocks from the Eastern Segment of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Tectonophysics* 318, pp. 217–233) se presentan los resultados de un estudio paleomagnético el vulcanismo de 38 nuevos sitios volcánicos de edad Mioceno Superior a Cuaternario del sector Oriental del TMVB. En el estudio tectónico se integran, además, 24 sitios seleccionados entre los previamente estudiados en la Sierra de las Cruces.

De la comparación de las direcciones obtenidas en un total de 56 sitios y las correspondientes al polo geográfico y al polo de referencia para Norteamérica (calculado a partir de una selección de la IAGA Global Palaeomagnetic Database de McElhinny & Lock, 1996), se obtienen las siguientes conclusiones: (i) el vulcanismo Cuaternario no ha experimentado rotación alguna y que rotaciones

previamente publicadas en volcanes del Cuaternario de este sector deberían revisarse; (ii) no hay diferencias entre las direcciones paleomagnéticas obtenidas para los volcanes del Mioceno Superior y del Plioceno; (iii) La comparación de las direcciones paleomagnéticas de estos volcanes de edad Mioceno Superior a Plioceno con las direcciones esperadas para la región de estudio sugiere la posibilidad de una pequeña rotación antihoraria ocurrida, si existe, entre el Plioceno y el Cuaternario; (iv) las rotaciones antihorarias previamente publicadas en México central en rocas de edad Cretácico a Mioceno probablemente tuvieron lugar antes del Mioceno Superior.

En el **Capítulo 4** se presentan los resultados de un estudio paleomagnético regional en 51 sitios del resto del TMVB, es decir, los sectores Central y Occidental. Al igual que en el sector Oriental, la estrategia de muestreo fue la de seleccionar sitios de los que se disponía de dataciones isotópicas o cuya edad relativa (en los intervalos temporales Mioceno Superior, Plioceno o Cuaternario) se pudiera conocer por correlación geológica. Al ser éste un trabajo más reciente, para evaluar la existencia de rotaciones corticales en estos sectores, en la época de estudio, se ha utilizado el polo de referencia para Norte América de Besse & Courtillot (2002), (BC02, en adelante) elaborado a partir de la Curva de Deriva Polar Aparente (APWP) “sintética” para los últimos 200 Ma (que resulta de integrar las APWPs de los continentes y los modelos cinemáticos de los océanos, y que puede ser luego transferida al continente deseado).

Los resultados no apoyan las rotaciones antihorarias relativamente largas previamente publicadas en el TMVB, sino que (i) el vulcanismo Cuaternario no ha experimentado rotación alguna (ii) al igual que en el sector Oriental, no hay tampoco diferencias entre las direcciones paleomagnéticas obtenidas para los volcanes del Mioceno Superior y del Plioceno; (iii) los polos obtenidos del vulcanismo de edad Mioceno Superior a Plioceno coinciden con los polos de referencia de BC02 para las mismas ventanas temporales, descartando la existencia de rotaciones a escala regional en estos sectores, que puedan detectarse paleomagnéticamente, posteriores al Mioceno Superior.

En el **Capítulo 5** se hace una recopilación y selección de los estudios paleomagnéticos del TMVB que han sido publicados (1971-2002) en revistas internacionales o nacionales (mexicanas). Debido al diferente tipo de estudios,

procedimientos paleomagnéticos, asesoramiento de campo, etc. de los trabajos, en esta recopilación se han considerado todas las direcciones de los sitios volcánicos individuales, y no las direcciones medias del conjunto de sitios de cada artículo.

La selección de la recopilación se ha realizado utilizando, para cada sitio volcánico, los siguientes criterios estadísticos o de calidad: (i) número mínimo de muestras por sitio, parámetro de precisión de la distribución o semiángulo de confianza al 95% (los sitios seleccionados tienen parámetros estadísticos de Fisher (1953): $n \geq 5$ ó $k > 20$ ó $\alpha_{95} < 10^\circ$); (ii) control mínimo de la edad de los sitios (que pudiera corresponderse con las épocas Mioceno Superior, Plioceno o Cuaternario) y (iii) se han descartado direcciones de sitios, calculadas en los años 70, cuyas muestras habían sido desmagnetizadas sólo parcialmente (campos pico de la desimanación por campos alternos < 60 mT). También se han recalculado para esta selección recopilatoria los tres estudios que se habían realizado en secuencias consecutivas de flujos: seleccionando las direcciones medias de la secuencia si tenía una misma polaridad unidireccional, o la de cada unidad cuando los resultados encontraron cambios de dirección o polaridad.

En total se han seleccionado 204 sitios, distribuidos en distintos los rangos de edades (Mioceno Superior, Plioceno, Cuaternario) en los tres sectores del TMVB. El número de sitios rechazados por el criterio de selección descrito ha sido de 249. Los resultados obtenidos en el TMVB al recalculer las direcciones seleccionadas atendiendo a un criterio de calidad vienen a confirmar las implicaciones tectónicas de los resultados obtenidos en los sitios muestreados en este trabajo y expuestos en el capítulo 4.

En el **Capítulo 6** se estudia la dispersión estadística de largo periodo de la dirección del campo geomagnético, denominada “variación paleosecular de lavas” (PSVL), para el periodo correspondiente a los últimos 10 Ma.

El objetivo de este análisis es verificar si se ajusta la dispersión encontrada en los sitios investigados del TMVB al “modelo G” de Mc Fadden et al. (1988); si la tectónica regional de México afectaba a la distribución característica de la paleovariación secular del campo geomagnético; y esclarecer si los valores anómalamente bajos de la dispersión publicados previamente en México están relacionados con un promedio insuficiente de la Variación Secular o con la existencia de una región anómala desde el punto de vista geomagnético.

El “modelo G” de Mc Fadden et al. (1988) es un modelo desarrollado a partir de un análisis del campo geomagnético actual de la variación con la latitud de la dispersión de los polos geomagnéticos virtuales (VGP), basado en un modelado de las familias dipolar y cuadrupolar del campo geomagnético, que proporciona un excelente ajuste a la PSVL de los últimos 5 Ma. Mc Fadden et al., (1991), a partir de una recopilación de lavas globalmente distribuidas en la superficie terrestre, utilizan el modelo G para ajustar la contribución de estas familias a la PSVL en sucesivos intervalos de tiempo hasta los 190 Ma, en concreto para el Mioceno (5.0-22.5 Ma) y el Plio-Cuaternario (0-5.0 Ma). McElhinny et al., (1997) proporcionan, con una base de datos más completa, un nuevo ajuste para los últimos 5 Ma.

Se ha analizado la dispersión de la PSVL en las lavas muestreadas en este estudio (107 en los tres sectores de la TMVB) en el Mioceno Superior y en el Plio-Cuaternario. Se ha procedido de manera similar con el conjunto de los 204 sitios flujos volcánicos estudiados en México recopilados y seleccionados en el Capítulo 5. Se han comparado los resultados de este estudio y los de los estudios previos, de forma separada, con los modelos teóricos de PSVL. Éstos modelos también se han comparado con el conjunto de los datos combinados, analizados en las mismas ventanas temporales así como separados en subgrupos de polaridades normales e invertidas para el Mioceno Superior, el Plioceno y el Cuaternario, cuyos polos resultantes coinciden con los respectivos polos de referencia.

Los resultados obtenidos sobre la dispersión de la PSVL en el TMVB en los últimos 10 Ma se ajustan dentro de las incertidumbres estadísticas a los modelos globales y no favorecen la controvertida existencia de una “ventana para el campo dipolar” (zona donde tanto el campo no dipolar como su variación paleosecular son prácticamente inexistentes) en la región Pacífica, sostenida por algunos autores.

Por último, en el **Capítulo 7** se han investigado 22 sitios en secuencias mesozoicas sedimentarias expuestas en el Sur de la Sierra Madre Oriental (SMO), en su intersección con el sector Oriental del TMVB. El principal objetivo es investigar (i) la posible ocurrencia de rotaciones alrededor de ejes verticales en esta área (ii) las características de la reimanación identificada en estudios previos y (iii) evaluar si se ha preservado la magnetización primaria.

Los resultados de las pruebas de pliegue realizadas en estructuras seleccionadas implican claramente que las litologías están reimanadas.

Además, indican que: (i) la reimanación se produjo de forma simultánea al periodo de acortamiento principal del Sur de la SMO, por lo que se adquirió en el Terciario Inferior, muy probablemente entre el Paleoceno Superior y el Eoceno Medio; (ii) han ocurrido rotaciones de bloques antihorarias con posterioridad al Paleoceno en el segmento Sur de la Sierra Madre Oriental, y que, además, se trata de rotaciones diferenciales, ya que la distribución de los polos se produce a lo largo de un círculo menor (centrado en México) que une puntos de igual paleolatitud.

En el **capítulo 8** se resumen brevemente e interrelacionan las conclusiones tectónicas de los capítulos precedentes en la zona de estudio. La existencia de rotaciones en la Sierra Madre Oriental posteriores a la edad de su reimanación, y la ausencia de rotaciones posteriores al Mioceno Superior en el TMVB, constriñen temporalmente estas rotaciones de bloques aproximadamente entre el Paleoceno Superior y el Mioceno superior (~56-12 Ma). Estas rotaciones son diferenciales, observándose -en los distintos perfiles realizados- una disminución de su cuantía progresiva hacia el dominio estable del Este de México, donde desaparecen. Además, no parecen estar relacionadas con estructuras E-W como el TMVB. El intervalo temporal en el que se han constreñido responde tectónicamente al contexto geodinámico de máxima elevación de la orogenia Larámide que fue en breve seguido por el colapso extensional del orógeno; mientras Chortis producía una transpresión antihoraria al Suroeste de México en su migración hacia el Este; concluyendo con el cambio a un régimen de esfuerzos transtensivo tras la captura de Baja California por la placa del Pacífico en el Mioceno Superior.

Referencias del Capítulo 1:

- Aguirre-Díaz, G., Nelson, S., Ferrari, L., López, M., 1997. Ignimbrites of the Central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan calderas (Querétaro-Hidalgo). In Aguirre-Díaz, G., Aranda-Gómez, J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (eds.) Magmatism and tectonics in the Central and Northwestern Mexico – a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions. Instituto de Geología, UNAM, México DF, 1-39.
- Alaniz-Álvarez, S., Nieto Samaniego, A., Ferrari, L., 1998. Effects of strain rate in the distribution of monogenetic and pyrogenetic volcanism in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 26, 591-594.
- Alva-Valdivia, L.M., Goguitchaichvili, A., Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., and Zamorano-Orozco, J.J., 2000. Paleomagnetic data from the Trans-mexican Volcanic Belt: implications for tectonics and volcanic stratigraphy. *Earth Planets Space*, 52, 467-478.
- Anderson, T.H. & Schmidt, V.A., 1983. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 941-966.
- Atwater, T., 1989. Plate tectonic story of northeast pacific and western North America, in *The Geology of North America*, vol. N, The eastern Pacific Ocean and Hawaii, edited by E.L. Winterer, D.M. Hussong, and R.W. Decker. *Geol. Soc. of Am.*, Boulder, Colo., 21-71.
- Atwater, T., 1998. Plate tectonic of southern California with emphasis on the Western Transverse Ranges and Santa Rosa Island. In Weigand, P.W., (ed.). *Contributions to the geology of the Northern Channel Islands, Southern California*. American Association of Petroleum Geologists, Pacific Section, MP 45, 1-8.
- Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., and Takaoka, N., 1992. K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacán Guanajuato volcanic field, Mexico. *Geofísica Internacional*, 31, 467-475.
- Besch, T.H., Negendank, J.F.W., Emmermann, R. And Tobschall, H.J., 1988. Geochemical constraints of the origin of calcalkaline and alkaline magmas of the eastern transmexican volcanic belt. *Geofis. Int.*, 27, 641-663.
- Besse, J. and Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the Geometry of the magnetic Field in the last 200 Million Years, *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, no. b11, 2300, doi:10.1029/2000jb000050.
- Böhm, H., 1999. Paleomagnetic study of Jurassic and Cretaceous rocks from the Mixteca Terrane (Mexico), in C. Lomnitz, ed., *Earth Sciences in Mexico; some recent perspectives*. *Journal of South American Earth Sciences* 12, Oxford, United Kingdom, Pergamon, 545-556.
- Butler, R. F., 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*, Blackwell Scientific Publications.
- Cantagrel, J.M. and Robin, C., 1979. K-Ar dating on Eastern Mexican volcanic rocks. Relations between the andesitic and the alkaline Provinces. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 5, 99-114.

- Carmichael, I.S.E.; Lange, R.A., and Luhr, J.F., 1996. Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico – a consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge: Contributions to Mineralogy and Petrology, 124, 302-333.
- Carta Geológica de la República Mexicana : Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Alvarez, S., y Nieto-Samaniego, A., 1992. Escala 1 :2,000,000. Consejo de Recursos Minerales e Instituto de Geología, México.
- Currie, C.A., Hyndman, R.D. and Wang, K. 2002. Thermal models of the Mexico subduction zone: Implications for the megathrust seismogenic zone. Journal. of Geophys. Research., 107 n° B12, 2370, doi: 10.1029/2001JB000886.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Revista Instituto de Geología, UNAM, México 2, 172-187.
- Dunlop, D., Özdemir, Ö., 1997. Rock-Magnetism, Fundamentals and Frontiers. Cambridge University Press, Cambridge, p. 573.
- Ferrari, L., Garduño, V., Innocenti, F., Manetti, P., Pasquere, G., Vaggeli, G., 1994 a. Volcanic evolution of Central Mexico: Oligocene to the present. Geofis. Int. 33, 91-105.
- Ferrari, L., Garduño, V., Innocenti, F., Manetti, P., Pasquere, G., Vaggeli, G., 1994 b. A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Querétaro. Geofis. Int., 33, 107-123.
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C.M. and Manetti, P., 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Tectonophysics, 318, 161-187.
- Ferrari, L. and Rosas-Elguera, 1999. Alkaline (OIB) and calc-alkaline volcanism in the Mexican Volcanic Belt: a case of plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? (Comment to the article of Marquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M., Verma, S.P.). Geology, 27, 1055-1056.
- Ferrari, L., 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LIII, 84-92.
- Ferrari, L., Petrone, C.M., Francalanci, L., 2001. Generation of OIB volcanism in the western Trans-Mexican Volcanic Belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting. Geology, 29, 507-510.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002. Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallón plate. Tectonics, 21-4, 10.1029/2001TC001302.
- Fisher, R.A., 1953. "Dispersion on a sphere". Proc. R. Soc. (London) A. 217, 295-305.
- Hasenaka, T., and Carmichael, I.S.E., 1985. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, Central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. J. Volcanol. Geotherm. Res., 25, 105-124.
- Henry, C. and Aranda-Gómez, J.J., 1992. The real southern Basin and Range: Mid- to Late Cenozoic extension in México. Geology, 20, 701-704.

- Hornafius, J.S., 1985. Neogene tectonic rotation of the Santa Inés Range, western Transverse Ranges, California, suggested by paleomagnetic investigation of the Monterey Formation. *Journal of Geophysical Research*, 90, 12503-12522.
- Hornafius, J.S., Luyendyk, B.P., Terres, R.R., and Kamerling, M.J., 1986. Timing and extent of Neogene tectonic rotation in the western Transverse Ranges, California. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 1476-1487.
- Humphreys, E.D., 1995. Post-Laramide removal of the Farallon slab, western United States. *Geology*, 23, 987-990.
- Kostoglodov, V. and Bandy, W.L., 1995. Seismotectonic constraints on the convergence rate between the Rivera and North American plates: *Journal of Geophysical Research*, 100, 17977-17989.
- Lange, R. and Carmichael, I.S.E., 1991. A potassic volcanic front in western Mexico – lamprophyric and related lavas of San Sebastian. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 928-940.
- Lonsdale, P., 1991. Structural pattern of the Pacific floor offshore peninsular California, in Dauphin, J.P., and Simoneit, B.R.T. eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47, 87-125.
- Longoria, J.F., and Ganper, M.A., 1995. Planktonic foraminiferal faunas across the K/T succession of Mexico: Implications for the K/T boundary problem: *Geology*, 23, 329-332.
- Luhr, J., Allan, J., Carmichael, I.S.E., Nelson, S.A., and Hasenaka, T., 1989. Primitive calc-alkaline and alkaline rock type from the western Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research*, 94, 4515-4530.
- Luhr, J.F., 1997. Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *The Canadian Mineralogist*, 35, 473-500.
- Luhr, J.F., Henry, Ch.D., Housh, T.B., Aranda-Gómez, J.J., and McIntosh, W.C., 2001. Early extension and associated mafic alkalic volcanism from the southern Basin and Range Province: Geology and petrology of the Rodeo and Nazas volcanic fields, Durango, México. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 760-773.
- Luyendyk, B.P., 1991. A model for Neogene crustal rotations, transtension, and transpression in southern California. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 1528-1536.
- McDonald, W.D., 1980. Net tectonic rotation, apparent tectonic rotation, and the structural tilt correction in paleomagnetic studies. *Journal of Geophysical Research*, 85, 3659-3669.
- Márquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M., Verma, S.P., et al., 1999. Alkalic (OIB) and calc-alkalic volcanism in the Mexican Volcanic Belt: a case of plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? *Geology*, 27, 51-54.
- Márquez, A., Verma, S.P., Anguita, F., Oyarzun, R., Brandle, J.L., 1999 b. Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 93, 125-150.

- Márquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M., Verma, S.P., et al., 1999c. Alkalic (OIB) and calc-alkalic volcanism in the Mexican Volcanic Belt: a case of plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? Comment and reply. *Geology*, 27, 1055-1056.
- Márquez, A., Oyarzun, R., de Ignacio, C., Doblas, M., 2001: Southward migration of volcanic activity in the central Mexican Volcanic Belt: asymmetric extension within a two-layer crustal stretching model. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 112, 175-187.
- Meneses-Rocha, J., Monroy-Audelo, M.E., and Gómez-Chavarria, J.C., 1994. Bosquejo paleogeográfico y tectónico del Sur de México durante el Mesozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica de Petroleros*, 44, 18-45.
- McElhinny, M. W., and P. L. McFadden, 1997. Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database, *Geophysical Journal International*, 131, 240-252.
- McFadden, P.L, Merrill, R.T, McElhinny, M.W., 1988. Dipole/Quadrupole family modelling of paleosecular variation. *J. Geophys. Res.* 93., 11583-11588.
- McFadden, P.L., Merrill, R.T., McElhinny, M.W. and Lee, S., 1991. Reversals of the Earth's magnetic field and temporal variations of the dynamo families. *J. Geophys. Res.*, 96, 3923-3933.
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W., McFadden, P.L., 1996. *The Magnetic Field of the Earth*. Academic Press, San Diego, 531 pp.
- Molina-Garza, R. and Urrutia-Fucugauchi, J., 1993. Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data. *J. Geodyn.*, 17, 181-201.
- Montgomery, H., Pessagno, E.A., Lewis, J.F., and Schellekens, 1994. Paleogeography of Jurassic fragments in the Caribbean. *Tectonics*, 13, 725-732.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I.S.E., and Renne, P., 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 383-394.
- Negendank, J.F, Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschball, H., Werle, D., 1985., Geological and geochemical investigations of the eastern trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.*, 24, 477-575.
- Nicholson, C., Sorlien, C.C., Atwater, T., Crowell, J.C., and Luyendyk, B.P., 1994. Microplate capture, rotation of the western Transverse Ranges, and initiation of the San Andreas transform as a low-angle fault system. *Geology*, 22, 491-495.
- Nieto-Samaniego, A., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S., Labarthe-Hernández, G., and Rosas-Elguera, J., 1999. Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, México. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 347-363.
- Nixon, G.T., Demant, A., Armstrong, R.L. and Harkal, J.E., 1987; K-Ar and geological data bearing in the age and evolution of the Trans-Mexican Belt. *Geofísica Internacional*, 26-1, 109-158.
- Osete, M.L., Ruíz-Martínez, V.C., Caballero-Miranda, C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J. and Tarling, D.H., 2000. Southward migration of continental volcanic

- activity in the Sierra de las Cruces, Mexico: Palaeomagnetic and radiometric evidence. *Tectonophysics*, 318, 201-215.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R., Speed, R., 1994. Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. Speed, R. (Ed) *Phanerozoic Evolution of North American Continent-Ocean Transitions*. Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 265-306
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to north America during the Late Paleozoic. *Geology*, 23, 1127-1130.
- Pasquaré, G., Forcella, F., Tibaldi, A., Vezzoli, L. and Zanchi, A., 1986. Structural behavior of a continental volcanic arc. In: Wezel, C. Editor, 1986. *The Mexican Volcanic Belt. The Origin of Arcs* Elsevier, Amsterdam, pp. 509-527.
- Pasquaré, G., Garduño, V.H., Tibaldi, A. and Ferrari, M., 1988. Stress pattern evolution in the Central Sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 146, pp. 352-364.
- Pardo, M. and Suarez, G. 1995. Shaped of the subduction Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Geophys Reseach. Letters*. 100, 12, 357-12, 373.
- Pindell, J.L. and Kennan, L., 2001. Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. GCA GST (Gulf Coast Association of Geological Societies Convention Abstract). In: Fillon, R.H., Rosen, N.C., Weimer, P., Lowrie, A., Pettingil, H., Phair, R.L., Roberts, H.H., van Hoorn, B., (eds.). 21st Annual BOB F. Perkins Research conference. Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation (GCSSEPM). 2-5 December, Houston, Texas, Abstract in p. 9; Paper: 30 pp.
- Polak, B., Kononov, V., Prasolov, E., Sharkov, I., ProlLedezma, R., González, A., Razo, A., Mollina-Berbeller, R., 1985. First estimation of terrestrial heat flow in the TMVB and adjacent areas based on isotopic compositions of natural helium. *Geofis. Int.* 24, 465-476.
- Righter, K., and Carmichael, I.S.E., 1992. Hawaiites and related lavas in the Atenguillo graben, western Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of American Bulletin*, 104, 1592-1607.
- Righter, K., Carmichael, I.S.E., and Becker, T., 1995. Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of American Bulletin*, 107, 612-626.
- Robinson, K.L., Gastil, G., and Girty, M.S., 1990. Eocene intra-arc transtension: the detachment of the Chortis block from southwestern Mexico. *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs*, 22, 3, 78.
- Ruiz-Martínez, V.C., Osete, M.L., Vegas, R., Urrutia-Fucugauchi, J. and Tarling, D.H., 2000. Paleomagnetism of Late Miocene to Pliocene volcanism from the eastern sector of the TransMexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 318, 217-233.
- Schaaf, P., Morán, Z.D.J., Hernández, B.M.d.S., Solís, P.G.N., Tolson, G., and Koehler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico; geochronological evidence. *Tectonics*, 14, 1339-1350.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutierrez, F. and Speed, R.C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.* #278 153 pp..

- Severinghaus, J., and Atwater, T., 1989. Cenozoic geometry and thermal state of the subducting slabs beneath western North America, in Wernicke, B.P., ed., Basin and Range extensional tectonics near the latitude of Las Vegas, Nevada. Geological Society of America Memoir 176, 1-22.
- Simkin, M. and Siebert, L., 1994. Volcanoes of the world. Geosciences Press in Association with the Smithsonian Institution Global Volcanism Program, Tucson, A.Z.
- Soler-Arechalde, A.M., and Urrutia-Fucugauchi, J., 2000. Paleomagnetism of the Acambay graben, central Trans-Mexican Volcanic Belt. Tectonophysics, 318, 235-248.
- Suter, M., Aguirre, G., Siebe, C., Quintero, O., Komorowski, J. 1991. Volcanism and active faulting in the central part of the Trans-Mexican volcanic belt. Walawender, M., Hanan, B. (Eds). Geological excursions in Southern California and Mexico. Geological Society of America Guide book. Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 224-243.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., López-Martínez, M., Farrar, E., 1995 a. The Aljibes half-graben. Active extension at the boundary between the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Basin and Range Province, Mexico. Geol. Soc. Am. Bull. 107, 627-641.
- Suter, M., Quintero, O. López, M., Aguirre, G., Ferrar, E.. 1995 b. The Acambay graben: Active intraarc extension in the Trans-Mexican Volcanic Belt. Tectonics, 14, 1245-1262.
- Tauxe, L., 1998. Paleomagnetic Principles and Practice, Kluwer Academic Publishers.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Morán-Zenteno, D.J., and Cabral-Cano, E., 1987. Palaeomagnetism and tectonics of Mexico. Geofísica Internacional, 26-3, 429-458.
- Urrutia-Fucugauchi, J., and Böhnell, H., 1988. Tectonics along the Trans-Mexican Volcanic Belt according to paleomagnetic data. Phys. Earth Planet. Inter., 52, 320-329.
- Urrutia-Fucugauchi, J. and HernanFlores-Ruiz, J., 1996. Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. Int. Geol. Rev. 38, pp. 176-194.
- Verma, S.P., and Nelson, S.A., 1989. Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of alkaline magmas in the northwestern Mexican Volcanic Belt: Journal of Geophysical Research, 94, 4531-4544.
- Wallace, P., Carmichael, I.S.E., Richter, K., and Becker, T., 1992. Volcanism and tectonism in western Mexico: A contrast of style and substance. Geology, 20, 625-628.
- Wallace, P., and Carmichael, I.S.E., 1999. Quaternary volcanism near Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. Contributions to Mineralogy and Petrology, 135, 291-314.
- Woollard, G.P. and Monges-Caldera, J., 1956. Gravedad, geología regional y estructura cortical en Mexico. Anales Inst. Geog. UNAM, 2, 60-112.

CAPÍTULO 2

MIGRACIÓN HACÍA EL SUR DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA CONTINENTAL EN LA SIERRA DE LAS CRUCES, MÉXICO: EVIDENCIAS PALEOMAGNÉTICAS Y RADIOMÉTRICAS.

CAPÍTULO 2: MIGRACIÓN HACÍA EL SUR DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA CONTINENTAL EN LA SIERRA DE LAS CRUCES, MÉXICO: EVIDENCIAS PALEOMAGNÉTICAS Y RADIOMÉTRICAS

2.0: RESUMEN

En este capítulo se presentan los resultados del estudio paleomagnético y geocronológico (K-Ar) realizado en la Sierra de las Cruces, una cordillera formada por una serie de estructuras volcánicas y lavas asociadas, con orientación NNW-SSE, que delimita el extremo occidental del valle de México (*figura 1*).

Estudios geocronológicos, paleomagnéticos y geomorfológicos llevados a cabo en diferentes regiones del cinturón volcánico Transmexicano (TMVB) han señalado una aparente migración de la actividad volcánica hacia el Sur del cinturón (por ejemplo, *Cantagrel y Robin, 1979; Nixon et al., 1987; Mora-Álvarez et al., 1991; Ban et al., 1992; Delgado-Granados et al., 1995*). Por otra parte, investigaciones paleomagnéticas previas han sugerido la existencia de rotaciones de bloques en sentido antihorario que han jugado un importante papel en la estructuración del TMVB (por ejemplo, *Fucugauchi y Böhnell, 1988*).

El estudio paleomagnético y radiométrico llevado a cabo en la región de la Sierra de las cruces tiene dos objetivos:

- i) determinar si ha habido en esta región una migración de la actividad volcánica hacia el Sur, y cuantificar la velocidad de la posible migración, y
- ii) determinar y cuantificar la posible existencia de rotaciones de bloques.

Para ello se ha realizado un estudio paleomagnético detallado en 30 sitios (481 muestras) distribuidos a lo largo de un perfil aproximado NNW-SSE (*figura 1a, perfil P-P'*) que sigue la orientación de la cadena. Los resultados de los escasos estudios paleomagnéticos y geocronológicos previos realizados en esta región se presentan en las *tablas 1 y 2* (*Mora-Alvarez et al., 1991; Mooser et al., 1974*).

La mayor parte de las muestras presentaron un comportamiento simple (desde el punto de vista paleomagnético): La magnetización remanente natural estaba compuesta de una única componente estable, (después de eliminar componentes viscosas) que se eliminaba fácilmente tanto mediante la desimanación térmica, como por el proceso de lavado por campos alternos decrecientes (*figura 2 a-d*).

Las temperaturas de desbloqueo máximas (550-575°C) y los campos destructores medios (12-15 mT) (*figura 3 a-d*) sugieren que la remanencia magnética está asociada a la presencia de magnetita o de titanomagnetitas de pobre contenido en Titanio. Un segundo grupo de muestras presentaron mayores coercitividades y temperaturas de desbloqueo, por encima de 625°C (*figura 2 e-h; figura 3 e-f*) y un comportamiento direccional estable. En estas muestras, la magnetización remanente está asociada a la presencia de titanomagnetitas oxidadas o a la presencia de dos fases magnéticas: titanomagnetitas y titanohematites adquiridas durante el mismo campo magnético externo. Las direcciones de la magnetización característica de estos dos grupos de muestras se determinó por regresión lineal. Por último, un tercer grupo de muestras (4 sitios) presentó un comportamiento magnético más anómalo caracterizado por altos valores de la magnetización inicial, alta dispersión direccional de la NRM inicial y la presencia de varias componentes con espectros de coercitividades y de temperaturas de desbloqueo con un alto grado de solapamiento (*figura 4 a,b*). En estos casos se ha considerado que la componente que presenta alta intensidad y bajas coercitividades ha sido una IRM adquirida durante la caída de rayos, mientras que la componente de alta coercitividad ha sido considerada la componente característica (ChRM) de origen primario (termorremanente). Para determinar las direcciones de la ChRM de estos cuatro sitios se ha empleado el análisis de círculos máximos de reimanación (*figura 4c*).

Las direcciones medias obtenidas en los 30 sitios investigados en este trabajo se muestran en la *tabla 3*. Se han observado tanto sitios con polaridad normal como sitios con polaridad invertida. Las direcciones normales e invertidas pasan el test de inversión (*figura 5*) y se ha determinado un polo paleomagnético para la región que presenta una dispersión comparable a la esperada para la latitud de México. Estos resultados sugieren que se ha promediado adecuadamente la variación paleosecular y que se ha aislado adecuadamente la ChRM.

En la *figura 1b* se representa la polaridad magnética que se ha obtenido en cada uno de los sitios investigados en este trabajo y la polaridad obtenida en estudios paleomagnéticos previos, observándose la existencia de una zonación magnética. Se distinguen 6 regiones a las que se las ha denominado magnetozonas A-F. Para determinar la edad de estas magnetozonas se han realizado estudios

radiométricos (K-Ar) en cinco sitios que representan cinco magnetozonas diferentes y se han recopilado los estudios radiométricos realizados anteriormente en la región. Los resultados geocronológicos se muestran en la *tabla 1* y una breve descripción de las características petrológicas de las muestras investigadas radiométricamente en este estudio se muestra en la *tabla 4*. Las edades obtenidas varían entre 3.71 Ma y 0.39 Ma, obteniéndose edades más antiguas en la magnetozona situada al NNW del perfil y edades más jóvenes al sur de la Sierra. En la *figura 6a* se representa la edad obtenida en 8 sitios proyectada según el perfil P-P'. En cuanto al periodo eruptivo denominado de La Sierra de las Cruces (previo a la Formación del Ajusco y al grupo Chichinautzin) puede constreñirse entre los 3.6 y 1.8 Ma.

Los datos radiométricos y la información magnetoestratigráfica se ha comparado con la secuencia de inversiones del campo magnético terrestre durante los últimos 5 Ma (*Cande y Kent, 1995*), obteniéndose una buena consistencia. En la *figura 6b* se presenta una correlación magnetoestratigráfica entre los datos obtenidos en el perfil P-P' de la Sierra de las Cruces y la secuencia de inversiones del campo magnético terrestre durante los últimos 5 Ma. Teniendo en cuenta los datos radiométricos y la correlación magnetoestratigráfica se obtiene una velocidad media de migración hacia el Sur de la actividad volcánica de la Sierra de las Cruces de alrededor de 1.6 cm/a entre 3.6 y 1.8 Ma. Los datos aportados en este estudio sugieren que la velocidad pudo ser mayor (de hasta 4 cm/a) durante el cron de Gauss. La migración de la actividad volcánica hacia la fosa de subducción puede producirse por reajustes en las placas involucradas, por profundización progresiva de la placa oceánica que subduce (Cocos) relacionada con variaciones del ángulo de subducción o por migración de la fosa de subducción hacia el mar (*Nixon et al, 1987; Ban et al., 1992 y Delgado-Granados et al., 1995*). Alternativamente, también se ha asociado esta migración a una tectónica extensional asimétrica dentro de un modelo de dos capas corticales (una frágil sobre otra capa dúctil), que controlaría el emplazamiento del magma acumulado en el límite entre ellas (*Márquez et al., 2001; ver sección 1.2 en el capítulo 1*).

Por último se presenta un polo paleomagnético medio para el Plioceno-Cuaternario y direcciones paleomagnéticas medias para diferentes grupos de

magnetozonas. Si el polo paleomagnético obtenido se compara con el polo geográfico, se podría concluir que existe en esta región una pequeña rotación antihoraria, sin embargo si se compara con las recientes compilaciones de polos obtenidas para la placa norteamericana, no existe una rotación detectable en esta región. Una discusión de las rotaciones de bloques en el TMVB se discute en detalle en el *capítulo 5*.

(Publicado en : Osete, M.L., Ruíz-Martínez, V.C., Caballero-Miranda, C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J., and Tarling, D.H., 2000. Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de las Cruces Mexico: Palaeomagnetic and radiometric evidence. Tectonophysics, vol 318, pp. 201-216).

Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, Mexico: palaeomagnetic and radiometric evidence

María Luisa Osete ^{a,*}, Vicente-Carlos Ruiz-Martínez ^a, Cecilia Caballero ^b, Carmen Galindo ^c, Jaime Urrutia-Fucugauchi ^b, Donald H. Tarling ^d

^a *Departamento de Física de la Tierra, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, Spain*

^b *Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F. 04510, Mexico*

^c *Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, Spain*

^d *Department of Geological Sciences, University of Plymouth, Plymouth PL4 8AA, UK*

Received 12 August 1998; accepted for publication 30 August 1999

Abstract

New Palaeomagnetic data for 30 sites (271 samples) and K–Ar data from five units in the Sierra de Las Cruces, western Basin of Mexico, provide constraints on the spatial-temporal evolution of arc magmatism in the central Trans-Mexican Volcanic Belt. The normal and reversed directions show a polarity pattern with a consistent spatial zonation perpendicular to the NNW–SSE trend of the range. The magnetostratigraphy and K–Ar dates indicate that volcanic activity in the Sierra de Las Cruces migrated southeastward at a mean rate of 1.6 cm/a, between 3.6 and 1.8 Ma, and that the rate of migration may have been higher, up to 4 cm/a, during the Gauss Chron. Normal and reversed directions pass the reversal test at a 95% confidence level. The mean Plio-Quaternary palaeomagnetic direction for Sierra de Las Cruces is $D=350.7^\circ$, $I=30.6^\circ$ ($N=25$, $k=30.7$, $\alpha_{95}=5.3^\circ$). The declination deviates to the west of the expected direction, which suggests that small counterclockwise rotations could take place during formation of the Sierra de Las Cruces volcanics. © 2000 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: continental volcanism; K–Ar dating; palaeomagnetism; Trans-Mexican Volcanic Belt; volcanic activity migration

1. Introduction

The Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB) is an E–W-elongated structure that crosses central Mexico from the Pacific Ocean to the Gulf of Mexico between the 19th and 21st parallels (Fig. 1a inset). The TMVB is superimposed on the

NNW–SSE structural grain of Mexico, crossing Oligocene–Miocene ignimbrites and associated rocks of Sierra Madre Occidental, the Mesozoic fold belt of the Sierra Madre Oriental, overthrust terranes of the Cordillera and Palaeozoic basement rocks. On the basis of geochronological, petrological and structural data, the TMVB is often divided into three sectors: the western sector from the Pacific coast to the Colima graben, the central sector extending from the Michoacan volcanic zone towards either the Valley of Mexico and

* Corresponding author. Fax: +34-91-3944-398.

E-mail address: mlosete@eucmax.sim.ucm.es (M.L. Osete)

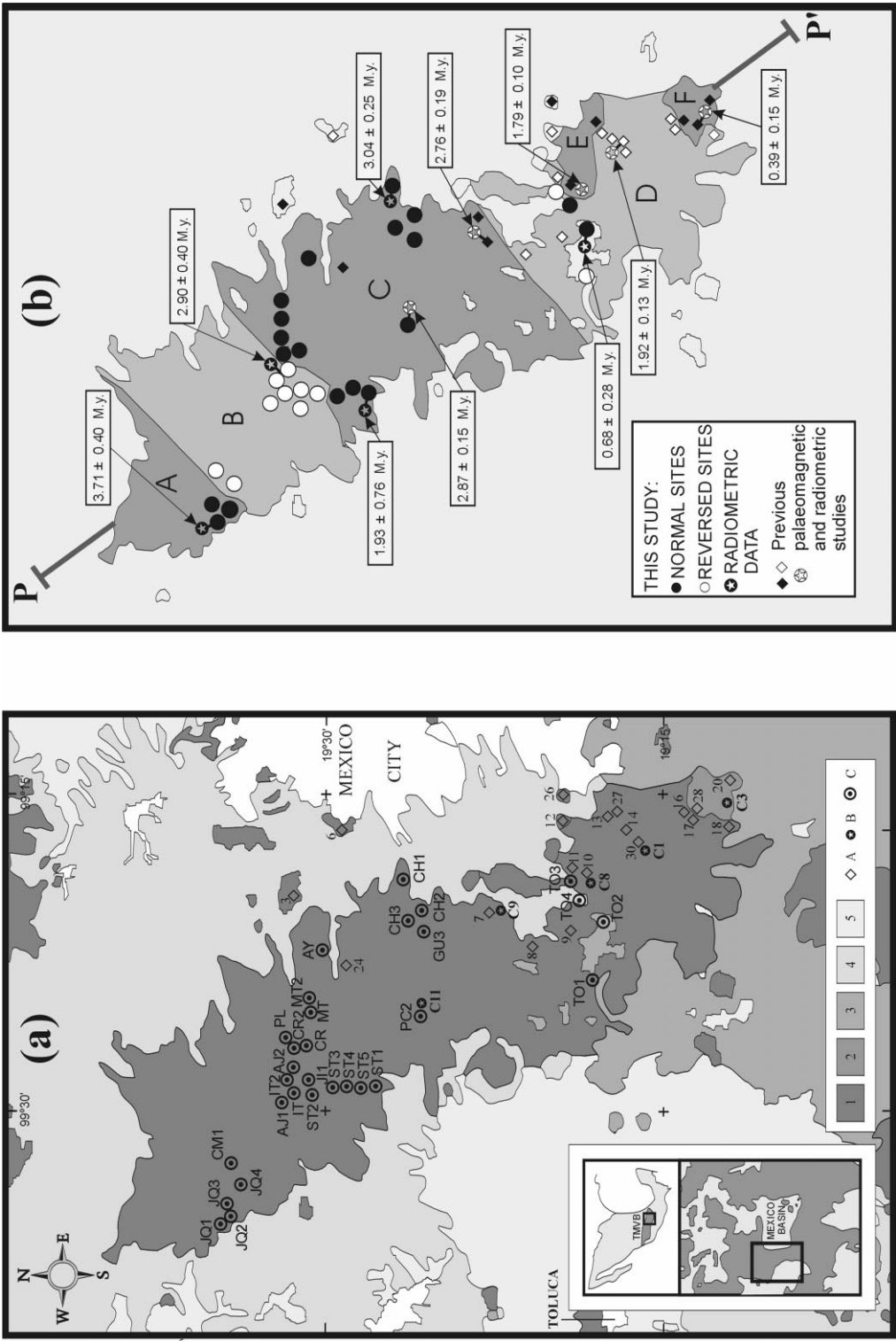


Fig. 1. (A) Geological sketch of Sierra de Las Cruces (simplified from Mooser et al., 1974; INEGI, 1986; Mora-Alvarez et al., 1991), showing sampling sites and previous sites with radiometric and palaeomagnetic information. 1 = Tertiary volcanism, 2 = Ajusco volcanic complex, 3 = Quaternary volcanics of the Chichinautzin group, 4 = undifferentiated lahar and Tertiary sediments, 5 = alluvium and lake deposits. A = sites of previous palaeomagnetic studies referred in Table 2, B = location of previous sites radiometrically investigated referred in Table 1. C = sites palaeomagnetically investigated in this study. (b) Simplified map of Sierra de Las Cruces showing the magnetic zonation proposed and the available geochronologic results. P-P' = considered trend of the Sierra de Las Cruces Range.

Sierra Nevada (Nixon et al., 1987) or towards the Queretaro–Taxco lineament (Pasquarè et al., 1991), and the eastern segment from Sierra Nevada, or the Queretaro–Taxco lineament, eastwards towards the Gulf of Mexico. The chemical and petrological characteristics indicate that the TMVB volcanic sequences are generally calc-alkaline, although some localized zones of alkaline volcanism occur, particularly in the western sector (e.g. Luhr et al., 1985; Nixon et al., 1987). In addition, young volcanism is represented by the eastern alkaline province of Oligocene to Quaternary age (Cantagrel and Robin, 1979). There are three fundamental characteristics of the TMVB that are controversial: its orientation relative to the Middle America Trench, the time of onset of arc volcanism, and whether there has been systematic spatial-temporal migration of volcanic activity:

(1) One of the most striking structural features of the TMVB is its oblique ($\approx 16^\circ$) orientation relative to the Middle American Trench. This geometry has given rise to several contrasting models to explain this non-parallelism and to relate the volcanism with the northeasterly subduction of oceanic lithosphere beneath the southern Mexican continental margin (Molnar and Sykes, 1969; Urrutia-Fucugauchi and Del Castillo, 1977; Demant, 1978; Nixon, 1982; Pardo and Suarez 1995 and others). Other models consider that the TMVB has no direct tectonic relation with the subduction along the Middle American Trench, being a consequence of zones of weakness within the crust in this area, which have been inherited from earlier episodes of deformation (e.g. Mooser, 1972; Shurbert and Cebull, 1973). On the basis of seismic information, Pardo and Suarez (1995) suggested that the non-parallelism is due to the changing geometry of the Rivera and Cocos plates beneath southern Mexico.

(2) Earlier studies suggested that the onset of volcanic activity in the TMVB was in the Quaternary (Demant, 1978), the Late Pliocene (Cantagrel and Robin, 1979), the Early Pliocene (Nixon et al., 1987) or Late Oligocene (Mooser, 1972). Ferrari et al. (1994) reviewed these alternatives together with chronologic, stratigraphic and structural data, and concluded that the TMVB

began at about 16 Ma and that its tectonic evolution comprised a Middle Miocene phase of transcurrent faulting followed by a transtensional to extensional phase between the Late Miocene and present. In this model, the NW–SE and E–W transcurrent faults provided preferential conduits for crustal magma, resulting in an oblique orientation with respect to the trench. The early stages of TMVB activity have been recently traced to widespread mafic to intermediate volcanism, between about 11 and 7 Ma (Ferrari et al., 2000 - this volume). This volcanism has been documented in western and central Mexico, where it is characterized by plateau sequences, shield volcanoes, fissural lava flows and monogenetic cinder cones (e.g. Ferrari et al., 1994, 2000 - this volume; Moore et al., 1994; Rosas-Elguera et al., 1997).

(3) An apparent spatial north–south migration of volcanic activity in the TMVB has been pointed out in several studies (e.g. Cantagrel and Robin, 1979; Nixon et al., 1987; Mora-Alvarez et al., 1991; Delgado-Granados et al., 1995). However, this general trend has only been investigated in detail in the Michoacan–Guanajuato and Chapala regions (Ban et al., 1992; Delgado-Granados et al., 1995). Preliminary radiometric studies (Mora-Alvarez et al., 1991) in the central and southern part of the Sierra de Las Cruces, within the Mexico Basin, have also indicated an apparent southward migration of volcanic activity.

In this paper, the suggested southward migration in the Sierra de Las Cruces region is considered further in the light of new geochronological information and detailed palaeomagnetic investigations. This study was also intended as a pilot study to establish a magnetostratigraphy that can be applied to the TMVB and to assess the best criteria for selecting future sites for further radiometric and palaeomagnetic study. The palaeomagnetic aspects were mainly concerned with evaluating the extent to which block rotations have played an important role in the structural evolution of the TMVB, as proposed by Urrutia-Fucugauchi and Böhnell (1988). The palaeomagnetic sampling sites were mostly concentrated in the central and northern part of the Sierra de Las Cruces. A total of 329 cores (481 specimens) from 30 sites were obtained, and 271 samples were

analyzed in the laboratory. After consideration of the palaeomagnetic results, five of the sites were selected for K–Ar dating.

2. Geologic setting and sampling

The Sierra de Las Cruces is formed by a series of volcanic structures and associated lava flows, pyroclastic and lahar products, distributed along a NNW–SSE range in the central part of the TMVB (Fig. 1a). This range marks the western margin of the Basin of Mexico and separates it from the Valley of Toluca. A formal stratigraphy of this area was first provided by Fries (1960) and Schlaepfer (1968). Three formations can be distinguished from North to South: Las Cruces Formation, the El Ajusco Formation and the Chichinautzin Group. Towards the south, Las Cruces Formation underlies the Ajusco Formation and is covered by the pyroclasts and lavas of the Chichinautzin Group. A detailed volcanic stratigraphy for the Basin of Mexico has been difficult to establish, mainly because of the lack of radiometric dates and field studies. Mooser et al. (1974) considered that the main mass of Sierra de Las Cruces was formed by consecutive episodes of faulting accompanied by the formation of stratovolcanoes that were pro-

gressively displaced southwards. They also considered that the volcanism had been fairly continuous and extended back into the Late Miocene. Geochemical studies of the Basin of Mexico volcanics have been reported by Gunn and Mooser (1971) and Richter and Negendank (1976). The volcanic units show calc-alkaline affinities, being formed by andesites, dacites and, to a minor extent, by basalts. Lugo-Hubp (1984), from geomorphological studies, concluded that the more eroded volcanoes are in the northern sector of the range. Recently, Delgado-Granados and Martín del Pozo (1993), as part of a geological study of Mexico City's southern volcanic area, identified three different eruptive episodes that occurred from Late Pliocene to Holocene at the junction between the Las Cruces, Ajusco and Chichinautzin ranges (SW Mexico Basin). They considered that the oldest eruptive period, the Las Cruces Formation, was formed mostly during Late Pliocene–Early Pleistocene times. During the Ajusco eruptive period, in the Middle Pleistocene, the Ajusco volcano was formed by extrusion of several andesitic lava domes. The last stage was identified as the Chichinautzin eruptive period of monogenetic volcanism, characterized by Strombolian-type activity during the Late Pleistocene–Holocene. No detailed volcano-stratigraphic studies have yet been carried out in the

Table 1
Summary of radiometric data from Sierra de Las Cruces

Site	Latitude (N)	Longitude (W)	Rock type	Percentage K	Percentage $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%)	Percentage $^{40}\text{Ar}_{\text{rag}}$ ($\mu\text{l/g}$)	Age (Ma) ($\pm 2\sigma$)
This study							
JQ2 ^a	19°33'48"	99°34'50"	Andesite	1.89	86.99	0.2728	3.71 \pm 0.40
AJ2 ^b	19°31'20"	99°28'05"	Andesite	0.78	87.29	0.0868	2.90 \pm 0.40
CH1 ^a	19°26'15"	99°19'20"	Basalt	1.58	81.37	0.1868	3.04 \pm 0.25
ST1 ^a	19°28'08"	99°28'49"	Dacite	1.73	96.43	0.1298	1.93 \pm 0.76
TO2 ^a	19°17'40"	99°20'27"	Basalt	1.30	96.13	0.0343	0.68 \pm 0.28
Mora-Alvarez et al. (1991)							
C11	19°25'40"	99°25'29"	Andesite	1.42	43.4	0.1580	2.87 \pm 0.15
C9	19°22'28"	99°20'08"	Andesite	2.03	67.8	0.2180	2.76 \pm 0.19
C8	19°18'29"	99°19'00"	Andesite	1.40	36.1	0.0973	1.79 \pm 0.10
C1	19°16'00"	99°17'15"	Andesite	1.63	44.76	0.1219	1.92 \pm 0.13
C3	19°11'45"	99°15'38"	Basalt	0.79	79.0	0.0121	0.39 \pm 0.16

^a Whole-rock dating.

^b Plagioclase concentrate dating.

Table 2
Summary of previous palaeomagnetic data from Sierra de Las Cruces

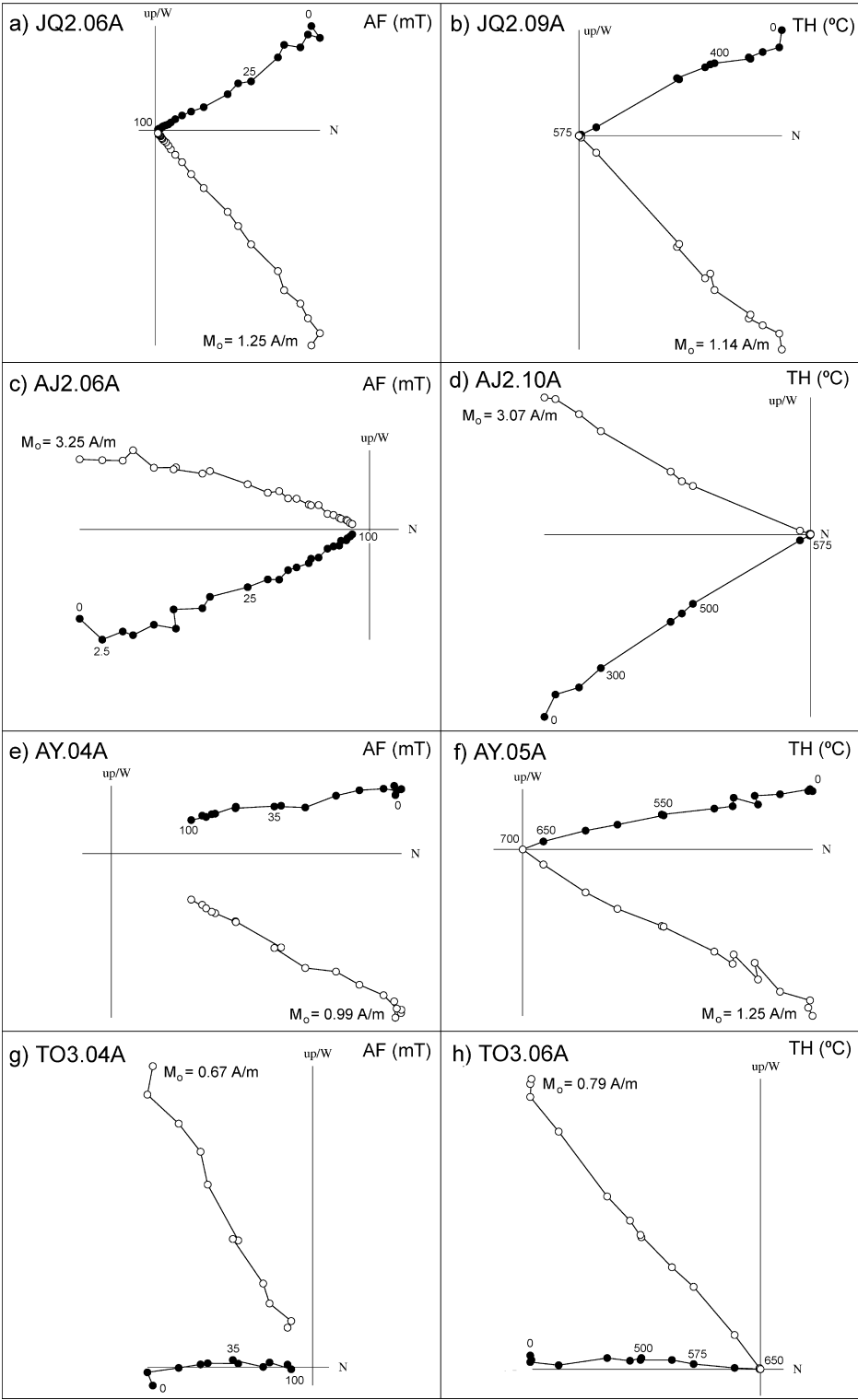
Sampling site	Dec	Inc	n/n'	α_{95}	k	Field	Polarity	Reference
C9 Huixquilucan	340.9	+16.91	2/2	9.4	708	NRM	N	1
C8 D. los Leones	70.4	−20.4	25/25	3.2	82	NRM	I (N)	1
C1 M. Contreras	144.5	+18.2	23/23	11.0	9	NRM	R	1
C3-A El Ajusco	124.1	+0.4	14/16	3.8	111	NRM	I (R)	1
C3-B El Ajusco	0.3	+17.1	13/14	9.9	18	NRM	N	1
3. Chiluca	355.2	+20.6	7/7	13.5	21	300	N	2
6. Los Remedios	179.5	−18.1	6/7	9.4	52	77	R	2
7. Dos Rios	37.8	+19.4	6/6	15.4	20	300	N	2
8. Ignacio Allende	173.2	−53.7	6/6	8.4	64	300	R	2
9. La Marquesa	164.6	−32.9	6/7	21.0	11	300	R	2
10. Las Cruces	357.7	+40.3	7/7	5.8	110	150	N	2
11. S of La Venta	174.2	−61.2	7/7	4.8	157	NRM	R	2
12. Cerro Judio	184.0	−24.1	8/8	15.6	14	300	R	2
13. M. Contreras	5.1	+36.1	7/7	4.8	162	150	N	2
14. M. Contreras	164.8	−39.5	8/8	5.8	94	150	R	2
16. Monte Alegre	194.3	−41.0	6/6	6.3	113	150	R	2
17. Monte Alegre	187.8	−32.5	6/6	22.4	13	300	R	2
18. SW of Ajusco	148.2	−64.8	8/8	8.6	42	600	R	2
20. SE of Ajusco	173.5	−53.8	6/7	6.0	128	NRM	R	2
24. C. Apaxco	354.6	+31.9	7/7	5.7	114	150	N	2
26. Zacatepetl	11.5	+53.8	7/7	5.3	129	300	N	2
27. M. Contreras	192.3	−46.7	6/6	6.8	98	150	R	2
28. El Ajusco	9.1	+10.3	7/7	5.5	120	300	N	2
30. M. Contreras	161.8	−48.0	4/6	11.9	60	150	R	2

n/n' : number of samples used/total. N: normal polarity. R: reverse polarity. I: intermediate polarity. 1: data from Mora-Alvarez et al. (1991). 2: data by Mooser et al. (1974) after selection of Mora-Alvarez et al. (1991).

central and northern part of the Sierra de Las Cruces. Geochronological investigations are also scarce in this region. Mora-Alvarez et al. (1991) reported K–Ar dating and palaeomagnetic results from five sites located in the southern sector of the region, along the trend of the range (Table 1). Delgado-Granados and Martín del Pozo (1993) considered that the oldest four sites investigated by Mora-Alvarez et al. (1991) belong to the Las Cruces Formation, while the youngest basalt probably corresponds to volcanism that was younger than that of the Ajusco Formation. Mooser et al. (1974) reported palaeomagnetic data mostly from the southern sector of the ranges (Table 2). Although only a few samples were partially demagnetized, these showed both normal and reversed magnetizations, indicating that different volcanic episodes were involved in the formation of the volcanic range.

A total of 329 cores from 30 sites (Fig. 1a and

b) were drilled in the field with a portable petrol-powered drill and oriented in situ with a magnetic compass (after testing that it was not affected by the remanent magnetization of the outcrop). Most sites correspond to the Las Cruces Formation, except sites TO2 and TO4, which probably belong to the Ajusco Formation or Chichinautzin Group. No evidences of tilting affecting the sampled volcanic sites were observed. The lithologies include andesites, dacites and a few clinopyroxene \pm olivine \pm amphibole basalts. Some of the freshest samples were retained for potential radiometric determinations. Petrographic study shows that the andesites consist of subhedral, strongly oxidized brown amphibole (hornblende) and zoned plagioclase phenocrysts within a microcrystalline groundmass of clinopyroxene, orthopyroxene, plagioclase and oxides. Zeolites are also present occasionally in the groundmass and as pseudomorphs after some phenocrysts. The dacites contain phenocrysts



of quartz, amphibole (oxidized hornblende) and two types of plagioclase, consisting, respectively, of subhedral crystals, with oscillatory zoning, and strongly resorbed crystal fragments displaying a discontinuous reverse zonation. These are set in a groundmass similar to that of the andesites. Basalts are scarce in the Sierra de Las Cruces Formation and contain plagioclase, clinopyroxene, oxidized brown amphibole, and sometimes olivine, set in a groundmass of plagioclase and clinopyroxene.

3. Palaeomagnetic results

Palaeomagnetic analyses have been carried out in the palaeomagnetic laboratory of the Complutense University of Madrid. The NRM of 481 specimens was measured, and a systematic palaeomagnetic treatment was completed with 271 samples. The natural remanence indicated common within-site directions, with the exception of three sites (JQ4, CM1 and MT which will be described later). The NRM intensities ranged from 0.3 to 18.0 A/m and the initial low-field susceptibilities from 1.4×10^{-3} to 1.8×10^{-2} (SI). At least two samples were selected from each site, for a pilot thermal and AF demagnetization study. Pilot thermal demagnetization was in steps of 25, 50 or 100°C from room temperature to 700°C, while AF was in steps of 2.5 mT up to 20 mT, and then in 5 mT steps up to 100 mT. After the pilot study, the AF technique was used systematically for the demagnetization of remaining samples. The steps for AF systematic demagnetization were 25, 35, 45, 60, 80 and 100 mT. The magnetic behaviour during demagnetization allowed division of the investigated sites into three groups. The first group is characterized by the presence of only one stable component with a maximum unblocking temperature of about 550–575°C and median destructive field (MDF) of about 15–25 mT (Figs. 2a–d and

3a–d). This suggests that the remanence is carried by some fine-grained spinels, most probably by Ti-poor titanomagnetites. Most of the sites belong to the first group. The second group is characterized by one stable component (Fig. 2e–h) that presents higher values of the MDF and maximum unblocking temperatures over 625°C (Fig. 3e–h). Slightly maghemitized Ti-poor titanomagnetite could be the carrier of the magnetization of this second group of samples (Ozdemir, 1990). However, in addition, the presence of two magnetic phases, Ti-poor titanomagnetite and titanohaematite, cannot be excluded.

The three anomalous sites (JQ4, CM1 and MT) belong to the third group, which is characterized by a high scatter of the initial NRM directions, high initial NRM intensity (up to 92 A/m) and the presence of two overlapping directional magnetic components (Fig. 4a and b). The lower coercivity and lower unblocking temperature component shows a high initial intensity and scattered directions. This is interpreted as being due to a secondary IRM induced by lightning strikes. The higher coercivity component is considered to be the characteristic remanent magnetization, ChRM, which is difficult to isolate using principal component analysis (Kirschvink, 1980), because of overlapping the coercivity and thermal spectra with the lightning component. However, a ChRM direction (Fig. 4c) could be calculated using the converging remagnetization circles technique of Halls (1976) and McFadden and McElhinny (1988).

When considering the site mean directions (Table 3), the previous results of Mooser et al. (1974) are excluded because incomplete demagnetization prevented isolation of a ChRM (although these data are included in the polarity assessment). Similarly, the previous five palaeomagnetic directions reported by Mora-Alvarez et al. (1991) were also excluded because only one sample per site was demagnetized (although no apparent second-

Fig. 2. Representative vector demagnetization plots. Solid circles denote the horizontal projection, and open circles denote the vertical projection. First group: (a) normal polarity (AF demagnetization), (b) normal polarity (thermal demagnetization); (c) reversed polarity (AF demagnetization) and (d) reversed polarity (thermal demagnetization). Samples classified as second group: (e) normal polarity (AF demagnetization); (f) normal polarity (thermal demagnetization), (g) reversed polarity (AF) and (h) reversed polarity (Thermal).

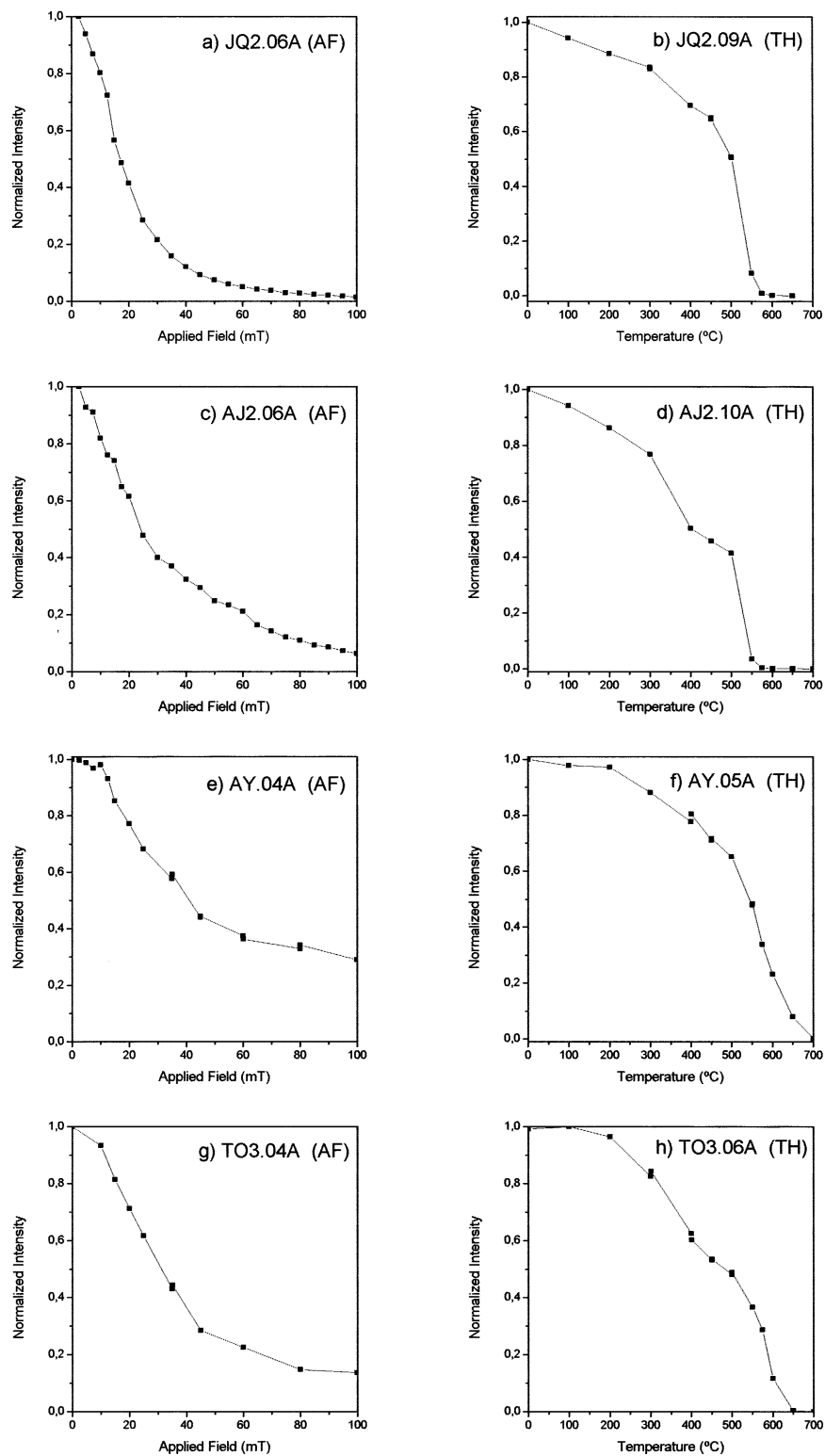


Fig. 3. Normalized intensity versus applied field and/or temperature during demagnetization of samples represented in Fig. 2.

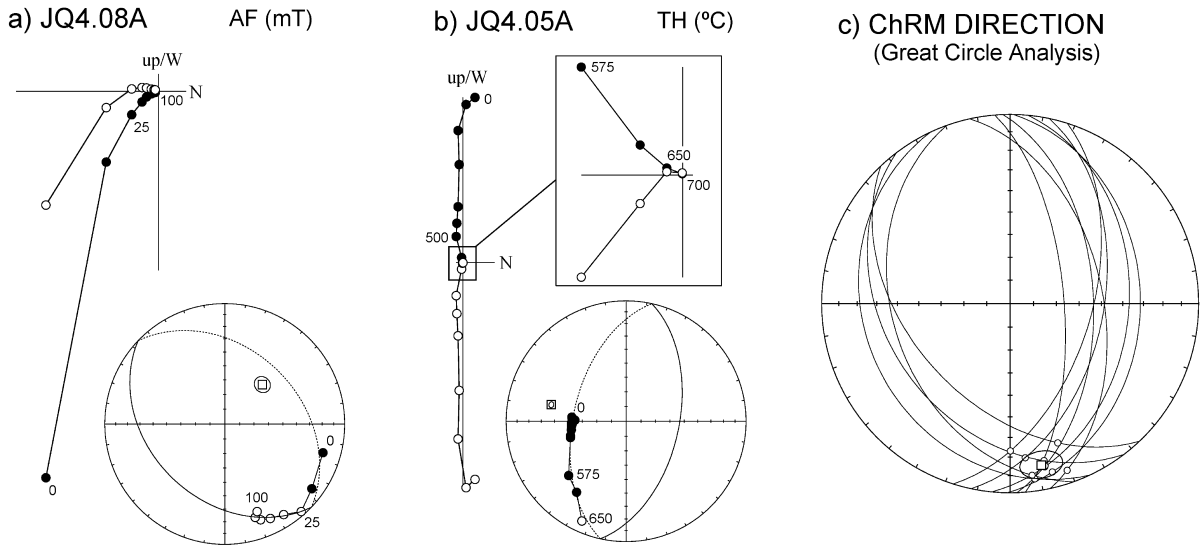


Fig. 4. Vector and equal-area projection plots during AF (a) and thermal (b) demagnetization of samples with two overlapping magnetic components. (c) Mean direction obtained with the great-circle analysis.

any components were observed). Mora-Alvarez et al. (1991) considered that the NRM directions reflect two intermediate polarities (C8 and C3-A) and one reversed direction of C1 (despite its high directional scatter).

Normal and reversed directions are antipodal (Fig. 5, Table 3). The mean direction is $D=348.4^\circ$, $I=32.4^\circ$ ($N=28$, $k=17.3$, $\alpha_{95}=6.7^\circ$). This mean direction has been obtained considering all data presented in this study, with the exception of the CM1 and MT sites due to the few available ChRM directions from these two sites. After inspection of Fig. 5b and Table 3, there are three directional data (from CR2, MT2 and CR sites) that deviate more than 40 from the mean. These three sites (Fig. 1a and b) are close to the transition zone between groups B and C of different polarities and could represent intermediate directions. These data have been eliminated from the mean direction calculated for tectonic purposes. The ChRM passes a reversal test of McFadden and McElhinny (1990) for a confidence level of 95% ($\gamma_0=9.29^\circ$ and $\gamma_c=10.51^\circ$). The classification obtained for the reversal test is C. Therefore, the representative mean direction from Sierra de Las Cruces is $D=350.7^\circ$, $I=30.6^\circ$ ($N=25$, $k=30.7$ and $\alpha_{95}=5.3^\circ$). The mean Virtual Geomagnetic Pole (VGP) is: $Plat=161.8^\circ$;

$Plon=80.1^\circ$ ($k=42.5$; $A_{95}=4.5$, $N=25$; $S=12.4^\circ$). The 12.4° dispersion of the site mean VGPs compares favorably with the $S\approx 13^\circ$ predicted for the paleolatitude of $\approx 20^\circ$ (Merril and McElhinny, 1983; Butler, 1992). This observation indicates that the dispersion of site mean VGPs is consistent with adequate sampling of geomagnetic secular variation. The mean direction is deviated to the west with respect to the expected direction assuming an axial dipolar geomagnetic field for the last 4 Ma. A further discussion on the significance of young tectonic rotations within the TMVB is given in Ruiz-Martínez et al (2000 - this volume).

Polarities of investigated sites, together with those of Mooser et al. (1974) and Mora-Alvarez et al. (1991), appear to have a magnetic zonation (Fig. 1b) in which a NNW–SSE profile shows six magnetozones from north to south. These comprise: A=normal polarity (sites JQ1, JQ2 and JQ3); B=reversed polarity (sites JQ4, CM1, IT, IT2, AJ1, AJ2, ST2, JI1 and ST3); C=normal polarity (sites CR, CR2, PL, MT, MT2, AY, ST4, ST5, ST1, PC2, CH1, CH2, CH3, and GU3 of this study; sites 3, 7 and 24 of Mooser et al., 1974; site C9 of Mora-Alvarez et al., 1991), D=reversed polarity (sites TO1 and TO3 of this study; sites 8, 9, 11, 14, 27, 30, 16, 17 and 18 of Mooser et al.,

Table 3

Palaeomagnetic directions (this study)

Site	Lat. (19°N)	Long. (99°W)	Polarity/magnetozone	Dec	Inc	<i>N</i>	<i>k</i>	α_{95}
JQ1	34'10"	35'28"	N/A	350.4	43.1	10	113.0	4.6
JQ2	33'48"	34'50"	N/A	336.4	44.1	10	209.9	3.3
JQ3	33'48"	34'40"	N/A	360.7	48.3	10	116.9	4.5
JQ4	33'32"	33'38"	R/B	169.0	−14.2	10	G.C.A.:	mad = 7.3
CM1*	34'24"	32'15"	R/B	155.8	−21.6	3	G.C.A.:	mad = 2.6
AJ1	32'00"	29'49"	R/B	173.3	−22.8	9	181.5	3.8
AJ2	31'20"	28'05"	R/B	151.0	−21.9	10	91.2	5.1
IT	31'30"	28'30"	R/B	171.3	−20.9	10	258.2	3.0
IT2	31'30"	28'30"	R/B	151.3	−23.0	10	149.0	4.0
ST2	30'49"	28'55"	R/B	145.3	−34.6	5	121.4	7.0
JI1	30'49"	28'32"	R/B	176.5	−22.3	7	312.2	3.4
ST3	30'00"	28'34"	R/B	174.6	−33.8	10	211.4	3.3
CR**	31'18"	27'00"	N/C	27.6	41.0	9	275.9	3.1
CR2**	31'23"	26'49"	N/C	287.3	34.8	10	106.8	4.7
PL	31'18"	26'12"	N/C	12.3	23.5	10	225.6	3.2
MT*	31'18"	24'39"	N/C	310	49	3	—	—
MT2**	31'10"	25'28"	N/C	299.2	36.4	9	98.4	5.2
ST4	29'19"	28'49"	N/C	349.1	33.1	10	57.8	6.4
ST5	28'07"	29'00"	N/C	359.0	7.3	9	249.7	3.3
ST1	28'08"	28'49"	N/C	332.3	33.1	10	156.8	3.9
AY	29'40"	22'00"	N/C	348.2	28.2	10	80.8	5.4
CH1	26'15"	19'20"	N/C	358.5	27.1	10	410.3	2.4
CH2	25'30"	20'29"	N/C	355.2	32.2	10	51.6	6.8
CH3	26'15"	21'18"	N/C	358.2	19.3	10	39.5	7.8
GU3	25'20"	21'50"	N/C	357.2	36.2	10	115.3	4.5
PC2	25'20"	25'53"	N/C	358.2	26.4	10	197.5	3.4
TO1	17'45"	23'57"	R/D	167.3	−26.7	10	130.5	4.2
TO3	19'00"	19'31"	R/D	177.0	−53.9	10	80.1	5.4
TO2	17'40"	20'27"	N	362.2	32.2	9	170.4	4.0
TO4	18'25"	20'40"	N	352.1	45.6	8	337.7	3.0
Mean direction (normal) ^a				350.2	35.0	18	14.4	9.4
Mean direction (reverse) ^a				165.4	−27.8	10	28.9	9.1
Mean direction ^a				348.6	32.4	28	17.3	6.7
Mean direction (normal) ^b				354.4	32.4	15	35.2	6.5
Mean direction (reverse) ^b				165.4	−27.8	10	28.9	9.1
Mean direction ^b				350.7	30.6	25	30.7	5.3
Mean direction (A + B) ^c				345.3	30.4	11	28.0	8.8
Mean direction (C + D) ^d				354.6	29.2	12	34.8	7.5

G.C.A.: great circle analysis. mad: maximum angular deviation.

^a Computed without *sites.^b Excluding * and ** sites.^c Mean directions for magnetozones A and B.^d Mean direction for magnetozones C and D.

1974; site C1 of Mora-Alvarez et al., 1991); E = normal polarity? (this magnetozone is defined only with two sites of Mooser et al., 1974: 10 and 13), and F = normal polarity (sites 20, 28 and C3).

4. Geochronological study

In order to determine the age of the magnetozones defined by the palaeomagnetic study, K–

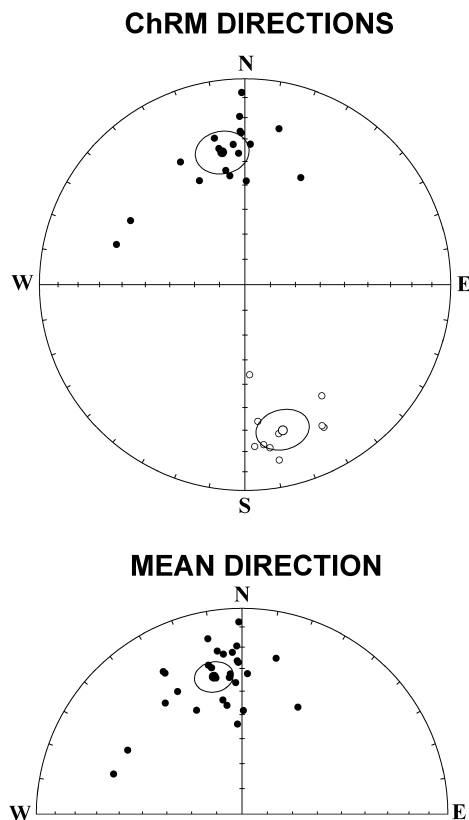


Fig. 5. Equal-area projections showing normal and reversed directions (a) and mean directions (b) for the investigated sites (with the exception of CM1 and MT sites).

Ar radiometric studies were made on sites JQ2, CH1, ST1 and TO2 at the Laboratorio de Geocronología y Geoquímica Isotópica of the Complutense University of Madrid, using whole-rock samples of the three rock types (Table 1). A brief petrographic description of investigated sites is given in Table 4. The potassium contents were determined in duplicate using an Eppendorf® flame photometer with sodium buffered solutions, and the argon analyses were by isotope dilution using a VG Micromass 603® mass spectrometer. The errors are quoted throughout as two standard deviations. The ^{40}K constants used were those recommended by Steiger and Jäger (1977): $\lambda_b = 4.962 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_a = 0.581 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ and $^{40}\text{K}_{\text{total}} = 1.17 \times 10^{-2} \text{ at.}\%$. In addition, a K–Ar radiometric study on plagioclase concentrate from site AJ2 was performed at the Geochron

Table 4

Petrographic description of the K–Ar-dated sites

Site	Description
JQ2	Clinopyroxene–amphibol–plagioclase andesite flow. Partially oxidized amphibole in a groundmass of augite, plagioclase, hypersthene and opaques
AJ2	Andesite flow with phenocryst of plagioclase (andesine) partially oxidized hornblende and minor amounts of quartz in a groundmass of plagioclase, augite and opaques
CH1	Basalt flow with scarce phenocrysts of olivine, augite and plagioclase. Microcrystalline groundmass with plagioclase, augite and opaques
ST1	Dacite tuff? with quartz, hornblende, augite and plagioclase phenocrysts. Some plagioclase xenocrysts. The groundmass has the same composition than JQ2
TO2	Augite–hornblende–plagioclase basalt flow. Abundant phenocrysts of augite and strongly oxidized hornblende in a groundmass of plagioclase, augite and opaques

Laboratory, Krueger Enterprises. These radiometric data indicate that the Las Cruces eruptive period extended continuously from 3.71 ± 0.40 to $1.79 \pm 0.10 \text{ Ma}$, with the oldest ages occurring in the north and the youngest in the south.

5. Discussion and conclusions

The magnetostratigraphic zonation is consistent with that indicated by the radiometric determinations. If the geomagnetic polarity time scale, as revised by Cande and Kent (1995), is used, then it is possible to compare the predicted radiometric ages with those actually measured. Magnetozone A corresponds to Polarity Chron C2An.3n (Gauss) between 3.330–3.580 Ma. Magnetozone B can be ascribed to C2An.1r (the Kaena event), C2An.2r (the Mammoth event) or to the upper part of the C2r.2r Chron (the Gilbert chron). It is considered that it most likely corresponds with the Kaena and/or the Mammoth event (C2An.1r or 2r Subchrons). Magnetozone C contains three radiometric determinations, but the error bars mean that the ST1 site, in a magnetozone of normal polarity, could be either C2n, C2r.1n or

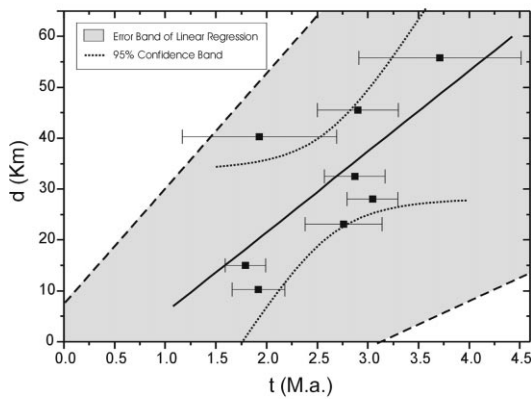
C2An.1n, while the C11 and C9 sites of Mora-Alvarez et al. (1991), also of normal polarity, probably belong to 2An.1n Chron, but taking into account the 2σ error, they could also belong to 2An.2n Chron. If all the volcanic episodes correspond to the same magnetic chron, then the most likely is the 2An.1n Chron (Gauss). Magnetozones D is of reversed polarity. The radiometric data C1 from Mora-Alvarez et al. (1991) suggest correspondence with either C2r.1r or C2r.2r Chrons (Matuyama). Magnetozones E is a small region of normal polarity that is only defined by palaeomagnetic data from Mooser et al. (1974). As discussed earlier, the lack of adequate demagnetization may raise doubts about the polarity of their samples. However, the only radiometric data from this region is that of the C8 site of Mora-Alvarez et al. (1991) (Table 1), which is of an intermediate direction and could be ascribed to the C2r–C2n transition (Matuyama–Olduvai–Matuyama). Therefore, with the available data, this magnetozones, if it exists, could be related to the C2n Subchron (Olduvai). Magnetozones F corresponds to the C1n Chron (Brunhes).

Combining the magnetostratigraphic and radiometric data, the volcanic activity of Las Cruces eruptive period can be best constrained between 3.6 and 1.8 Ma, and a southeastern migration of the volcanic activity is clearly documented. The good agreement between magnetostratigraphic and radiometric data, and the consistent magnetic zonation pattern that seems to be approximately perpendicular to the trend of the range (NNW–SSE), enable an estimate to be made of the apparent mean rate of migration along a NNW–SSE profile. Fig. 6a shows the relationship between the location of the Pliocene sites (projected along the P–P' direction, Fig. 1b) and the radiometric ages. The mean southeastward migration rate estimated from radiometric data for Las Cruces Formation [i.e. with the exception of TO2, this study, and C3 (Mora-Alvarez et al., 1991), that correspond to other eruptive events different to Las Cruces] is about 1.6 cm/a. Fig. 6b illustrates the magnetostratigraphic correlation between the geomagnetic polarity time scale of Cande and Kent (1995) and the interpretation of the spatial magnetic zonation given above. According to this

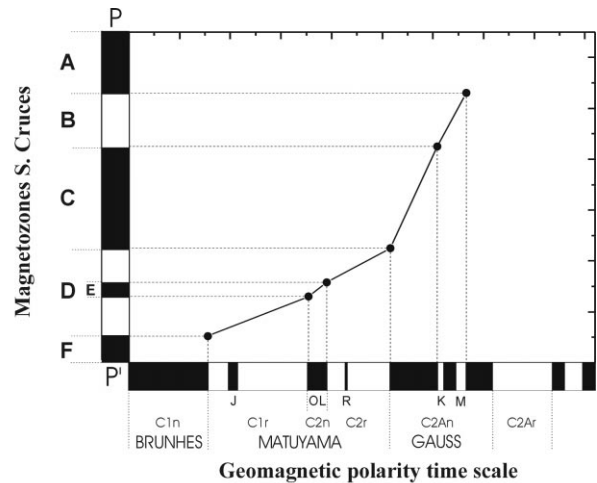
magnetostratigraphic correlation, two different slopes can be observed, which represent different migration rates. From the oldest volcanism (Gauss magnetozones), a mean rate of southeastern migration of about 4.1 cm/a has been calculated. A slower rate, about 0.95 cm/a, is obtained for the younger volcanism represented by the Brunhes–Matuyama magnetozones. Although the magnetostratigraphic correlation carried out in this study represents an implicit idealization of the migration phenomenon and volcano-stratigraphic studies are necessary in the northern sector of Sierra de Las Cruces to test the magnetic zonation proposed, the present palaeomagnetic and radiometric results seem to be mutually consistent with this model.

The modern volcanic arc in the Mexico basin, as defined by the major andesitic centers, is located towards the south and east of the Sierra de Las Cruces (Chichinautzin Group, Sierra Río Frío and Sierra Nevada). On the basis of radiometric, palaeomagnetic and volcano-stratigraphic studies, Nixon et al. (1987) concluded that the volcanic activity since 1.7 Ma has become focused at the volcanic front, where the Popocatepelt volcano is located. Therefore, the southern migration of the volcanism in this region has been active, at least, since the late Pliocene up to the present. However, with the available data from these regions, it is not yet possible to estimate migration rates from 1.7–1.9 Ma up to the present.

Documented volcanic migrations in the Michoacan–Guanajuato volcanic field (Ban et al., 1992) and in the Chapala area (Delgado-Granados et al., 1995) seems to present a SSW orientation. Delgado-Granados et al. (1995) consider that the volcanic migration is consistent with the distance and relative orientation to the Middle America Trench. In contrast, the observed migration in the Sierra de Las Cruces presents a SSE trend. Other reported migrations of the volcanic activity in the eastern part of the TMVB are not so well documented but seem to follow a SSE trend (Cantagrel and Robin, 1979). This observed different pattern between the Michoacan and Chapala areas from an eastern region, which would extend from the Queretaro–Taxco lineament towards the Gulf of Mexico, demonstrates the importance of this tectonic signature. Pasquarè et al. (1986, 1991) and



a) Radiometric data ($\pm 2\sigma$)



b) Magnetostratigraphic correlation

Fig. 6. (a) Ages of investigated sites plotted against its location projected in the direction of the NNW–SSE trend of Sierra de Las Cruces range (P–P'). Data are taken from Table 1. Vertical bars represent standard deviation of radiometric data. (b) Magnetostratigraphic correlation between Sierra de Las Cruces magnetozones and the geomagnetic polarity time scale (Cande and Kent, 1995).

Soler-Arechalde and Urrutia-Fucugauchi (1995) proposed that the Queretaro–Taxco lineament was a major structural boundary, which was mostly reactivated during Pliocene times, between the central and eastern segments of the TMVB. The Chapala area and the Michoacan–Guanajuato volcanic field are to the west of the Queretaro fault system and are characterized by E–W-oriented normal faults and small grabens. Towards the east, small NW–SE basins and ridges delineate a zone with widespread volcanism without any clear large E–W lineaments. In addition, Nixon et al. (1987) point out that the modern volcanic arc, in its western part, began to evolve between 0.6 and 0.2 Ma. In contrast, in the eastern segment, the construction of the andesite-dacite cones started considerably earlier, at approximately 1.7 Ma.

Regarding the rate of the migration, in the Michoacan–Guanajuato volcanic field, Ban et al. (1992) concluded that the volcanic activity shifted about 100 km southward during the last 1–2 Ma, but as an abrupt jump, rather than a gradual progression. From their data, an estimated mean rate of about 2 cm/a of apparent migration has been calculated along the SSE direction from 2.35 to 0.7 Ma (i.e. prior to the modern volcanic arc).

This migration rate increases towards the youngest volcanism. In the Chapala area, the migration rates could not be estimated from the few Pliocene–Pleistocene data presented by Delgado-Granados et al. (1995). The authors concluded that in the Chapala region, a transitional and smaller spatial migration occurred around the Pliocene–Pleistocene boundary.

Nixon et al. (1987) considered that the cause of the trenchward migration of arc volcanism, which was completed by the Early Quaternary, could be related by plate readjustments at 3.5 Ma or earlier (Mammerickx and Klitgord, 1982). However, they argued that the gradual focusing of the andesitic volcanism towards the volcanic front in the Quaternary cannot be related to documented plate reorganizations and occurred much too rapidly to represent a direct response to a significant change in dip of the subducted slab. Ban et al. (1992) and Delgado-Granados et al. (1995) suggest that the trenchward migration of volcanism could be related to a steepening of the subduction angle of the Cocos plate. In addition, they consider that a shift seaward of the position of the trench could also have originated the southward migration. The order of magnitude of the

reported southward migration of volcanic activity in both regions prior to the development of the modern magmatic arc seems to indicate that the mechanism responsible for this phenomenon is related to plate tectonic readjustments. However, the differences in the orientation of the volcanic drift stress the role of the orientation of the crustal fault zones that provided suitable magma paths from the source region to the surface.

The mean direction calculated in the previous section ($D=350.7^\circ$; $I=30.6^\circ$, $N=25$, $k=30.7$ and $\alpha_{95}=5.3^\circ$) represents a mean of the 3.6–0.7 Ma time span. This direction could reflect a small counterclockwise rotation. A mean direction has also been computed from the older and younger magnetozones (Table 3). Magnetozones A and B give a mean direction of $D=345.3^\circ$, $I=30.4^\circ$ ($N=11$, $k=28.0$, $\alpha_{95}=8.8^\circ$), and for the magnetozones C and D, the mean direction is $D=354.6^\circ$, $I=29.2^\circ$ ($N=12$, $k=34.8$, $\alpha_{95}=7.5^\circ$). Although, strictly speaking, both directions are statistically undifferentiated and it is not certain that the secular variation has been averaged, a difference in declination of about 9° between both directions is observed that is not shown in inclination values. This suggests that a small counterclockwise rotational component may be coeval with the south-eastern migration of the Sierra de Las Cruces. However, this should be considered only as a speculative hypothesis and must be tested in other regions in the eastern TMVB.

Acknowledgements

Most of the K–Ar analyses were carried out at the CAI: Laboratorio de Geocronología y Geoquímica Isotópica of the Complutense University. We are very grateful for the facilities and the service that this Institution has provided. We thank Juan Nuñez-Aguilar and Cristina Osete for their help with the drawings. The field work was completed during a stay of three months by one of the authors (M.L.O.) at the Instituto de Geofísica of UNAM, Mexico, which was funded by Intercambio Academico (UNAM). M.L.O. also very much appreciates the help of Martín Espinosa and Teodoro Hernandez and is indebted

to Ana María Soler and her family and to Dante Morán for their friendly support. Avto Gogichaishvili and two anonymous reviewers provided useful comments that have improved the manuscript. The project was supported by the European Union (project: CI-CT94-0114).

References

- Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., Takaoka, N., 1992. K–Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacan–Guanajuato volcanic field, Mexico. *Geofis. Int.* 31, 467–475.
- Butler, R.F., 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geological Terranes*. Blackwell Scientific Publications, Boston, MA. 319 pp.
- Cande, S.C., Kent, D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.* 100, B46093–B46095.
- Cantagrel, J.M., Robin, C., 1979. K–Ar dating on Eastern Mexican volcanic rocks — Relations between the andesitic and the alkaline Provinces. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 5, 99–114.
- Delgado-Granados, H., Martín del Pozo, A.L., 1993. Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces Chichinautzin and Ajusco ranges, southwest of Mexico City. *Geofis. Int.* 32 (3), 511–522.
- Delgado-Granados, H., Urrutia-Fucugacui, J., Hasenaka, T., Ban, M., 1995. Southwestward volcanic migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma. *Geofis. Int.* 34 (3), 341–352.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Inst. Geol. U.N.A.M.* 2, 172–187.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquare, G., Tibaldi, A., 1994. Volcanic and tectonic evolution of central México: Oligocene to present. *Geofis. Int.* 33 (1), 91–105.
- Ferrari, L., Vaggelli, G., Petrone, C.M., Manetti, P., Conticelli, S., 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican volcanic belt. *Tectonophysics* 318, 161–185.
- Fries, C., 1960. Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. *U.N.A.M. Inst. Geol. Bol.* 60, 236.
- Gunn, B.M., Mooser, F., 1971. Geochemistry of the volcanics of central México. *Bull. Volcanol.* 34, 577–616.
- Halls, H.C., 1976. A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 45, 297–304.
- INEGI, 1986. Carta geológica E14-2. Dirección General de Geografía. Secretaría de Programación y Presupuesto, Mexico.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the

- analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 62, 699–718.
- Lugo-Hubp, J., 1984. Geomorfología del sur de la cuenca de México. *Inst. Geografía, UNAM, Serie Varia* 1 (9), 95 pp.
- Luhr, J.F., Nelson, S.A., Allan, J.F., Carmichael, I.S.E., 1985. Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology* 13, 54–57.
- McFadden, P.L., McElhinny, M.W., 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 87, 161–172.
- McFadden, P.L., McElhinny, M.W., 1990. Classification of the reversal test in paleomagnetism. *Geophys. J. Int.* 103, 725–729.
- Mammerickx, J., Klitgord, K., 1982. Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the present. *J. Geophys. Res.* 87, 6751–6759.
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W., 1983. *The Earth's Magnetic field: Its History Origin and Planetary Perspective*. Academic Press, London. 401 pp.
- Molnar, P., Sykes, L., 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle American regions from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80, 1639–1684.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I.S.E., Renne, P., 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican volcanic belt. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 383–394.
- Mooser, F., 1972. The Mexican volcanic belt: Structure and tectonics. *Geofis. Int.* 12, 55–70.
- Mooser, F., Nairn, A.E.M., Negendank, J.F.W., 1974. Palaeomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII A Palaeomagnetic and petrologic study of volcanics of Valley of Mexico. *Geol. Rundsch.* 63, 451–483.
- Mora-Alvarez, G., Caballero, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Uchiumi, S., 1991. Southward migration of volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, basin of Mexico? A preliminary K–Ar dating and palaeomagnetic study. *Geofis. Int.* 30 (2), 61–70.
- Nixon, G.T., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central México and the seismicity and the structure of subducted oceanic lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, 514–523.
- Nixon, G.T., Demant, A., Armstrong, R.L., Harakal, J.E., 1987. K–Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.* 26 (1), 109–158.
- Ozdemir, O., 1990. High-temperature hysteresis and thermoremanence of single-domain maghemite. *Phys. Earth Planet. Inter.* 65, 125–136.
- Pardo, M., Suarez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern México: Seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.* B, 100 (7), 12 357–12 373.
- Pasquarè, G., Forcella, F., Tibaldi, A., Vezzoli, L., Zanchi, A., 1986. Structural behaviour of a continental volcanic arc. In: Wezel, C. (Ed.), *The Mexican Volcanic Belt. The Origin of Arcs*. Elsevier, Amsterdam, pp. 509–527.
- Pasquarè, G., Ferrari, L., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991. In: *Geology of the Central Sector of the Mexican Volcanic Belt States of Guanajuato and Michoacán*. Geol. Soc. Am. Map and Chart Series MCH072, 22 pp.
- Richter, R., Negendank, J.F.W., 1976. Spurenelementuntersuchungen an Vulkaniten des Tales von Mexiko. *Muenster. Forsch. Geol. Palaeontol.* 38–39, 179–200.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., López-Martínez, M., Urrutia-Fucugauchi, J., 1997. Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and the triple-junction area western Mexico. *Int. Geol. Rev.* 39, 125–140.
- Ruiz-Martínez, V.C., Osete, M.L., Vegas, R., Núñez-Aguilar, J.I., Urrutia-Fucugauchi, J., Tarling, D.H., 2000. Palaeomagnetism of Late Miocene to Quaternary rocks from the Eastern Segment of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 318, 217–233.
- Soler-Arechalde, A.M., Urrutia-Fucugauchi, J., 1995. Evidencias de geosutura en el centro de México. *Bol. Geos.* 15, 71.
- Schlaepfer, C., 1968. Hoja México 14Q-h(5), con resumen de la Hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos, Carta Geol. de Méx., serie 1:100.000. U.N.A.M. Inst. Geol.
- Shurbet, D.H., Cebull, S.E., 1973. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican volcanic belt. *Tectonophysics* 101, 159–165.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommission of geochronology: Convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359–362.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Böhnell, H., 1988. Tectonics along the Trans-Mexican volcanic belt according to palaeomagnetic data. *Phys. Earth Planet. Inter.* 52, 320–329.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Del Castillo, L., 1997. Un modelo del eje neovolcánico mexicano. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 38, 18–26.

CAPÍTULO 3

PALEOMAGNETISMO DEL VULCANISMO (MIOCENO SUPERIOR A CUATERNARIO) DEL SECTOR ORIENTAL DEL CINTURÓN VOLCÁNICO TRANSMEXICANO.

CAPÍTULO 3: PALEOMAGNETISMO DEL VULCANISMO (MIOCENO SUPERIOR A CUATERNARIO) DEL SECTOR ORIENTAL DEL CINTURÓN VOLCÁNICO TRANSMEXICANO.

3.0: RESUMEN

En este capítulo se presentan los resultados del estudio paleomagnético realizado en el Sector Oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano, entre el sistema de fallas de Querétaro-Taxco y el Golfo de México (TMVB) (*figura 1, tabla 2*). Los estudios paleomagnéticos previos realizados en el TMVB han sugerido la existencia de rotaciones de bloques sobre ejes verticales en sentido antihorario con parámetros de rotación R entre -15° y -56° , tanto en el vulcanismo Cuaternario como en sedimentos Cretácicos de ciertas áreas de los sectores Oriental y Central, mientras que otras regiones no parecen haber experimentado rotaciones significativas (*tabla 1*). Estas rotaciones se han relacionado con una variedad de mecanismos tectónicos, que incluyen subducción oblicua, cizallamientos sinistres regionales, deformaciones de cuencas transtensivas, fracturación en escalonamiento lateral, y otros mecanismos de deformación local. Sin embargo, los datos paleomagnéticos a menudo se realizan sin un control de la edad de las estructuras y carecen de tests de estabilidad que apoyen la fiabilidad de sus resultados. Dada la importancia de estas contradictorias observaciones para entender el contexto tectónico y la complejidad estructural del TMVB, el estudio llevado a cabo tiene como objetivo determinar y cuantificar la posible existencia (o ausencia) de estas rotaciones de bloques en áreas seleccionadas del sector Oriental. Para ello se ha realizado un estudio detallado en 39 sitios volcánicos (430 muestras) distribuidos entre el vulcanismo Cuaternario del Sureste del Valle de México (17 sitios de Sierra de Río Frío y Sierra Nevada), y el vulcanismo del Mioceno Superior–Plioceno tanto del área del Altiplano, como en la de Palma Sola ya en la costa Este del TMVB (*figura 2*). Todos los sitios constan de dataciones isotópicas o pueden correlacionarse con ellas (*tabla 2*). Los sitios se han dividido en dos tipos diferentes de acuerdo con su comportamiento magnético: La mayoría de los sitios (23 de 39) corresponden al primer tipo, caracterizado por direcciones de la NRM inicial y por una componente direccional estable asociada en general una sola fase magnética de baja coercitividad (campos destructores medios entre 10 y 20 mT) con

temperaturas de desbloqueo máximas entre 350° y 575°C, lo que sugiere que la remanencia magnética sea portada por magnetita o de titanomagnetitas de grano fino y bajo contenido en titanio; excepto en algunos sitios en los que esta componente unidireccional consta, además, de una segunda fase magnética de mayor coercitividad y temperaturas de desbloqueo superiores, por lo que en estos casos la remanencia está también asociada o bien a titanohematites de bajo contenido en titanio o bien a titanomagnetitas de bajo contenido en titanio ligeramente maghemitizadas. En ambos casos, esta componente pudo ser aislada tanto mediante la desimanación térmica, como por el proceso de lavado por campos alternos decrecientes (AF) y analizada mediante regresión lineal (*figura 3 a-d*). Otros 13 sitios en cambio se caracterizan por una gran dispersión tanto en las direcciones como en las intensidades de la NRM inicial de sus muestras (de hasta 135 A/m) y por la presencia de una primera componente de baja coercitividad (campos destructores medios entre 5 y 27 mT), que se considera una IRM secundaria producida por las descargas de tormentas eléctricas, que afecta a las muestras en diferentes proporciones en sus espectros de coercitividades y provoca que la segunda componente de mayor coercitividad relativa, interpretada como característica (ChRM) de origen primario (TRM), pueda aislarse en algunas muestras mediante regresión lineal (*figura 4*) y en otras sólo mediante el análisis de círculos máximos de reimanación (*figura 5*), en ambos casos por la desmagnetización por AF. Los resultados paleomagnéticos obtenidos en estos 39 sitios del sector Oriental se muestran en la *tabla 2*. Para el análisis tectónico del sector, las direcciones de 7 sitios del sector Oriental se han descartado al considerarse representativas de alteración hidrotermal o de direcciones intermedias del campo geomagnético. Se incluyen además para este análisis 24 sitios del Plio-Cuaternario de (*Osete et al., 2000*) correspondientes a la Sierra de las Cruces, descartando también las direcciones intermedias o las de sitios con pocas muestras ($n < 7$) incluidas en el cálculo de la ChRM (*tabla 2*).

Las direcciones de los 56 sitios resultantes del sector Oriental se han agrupado atendiendo a (i) sus edades y a (ii) su localización y composición magmática; para investigar la posible existencia de rotaciones locales de bloques asociada a estos factores. Los sitios del Cuaternario se comparan con el polo geográfico y los de edad Mioceno a Plioceno con el polo de referencia respectivo para Norte América extraído de la Base de Datos Global Paleomagnética IAGA (*McElhinny & Lock, 1996*) eligiendo polos representativos de zonas no deformadas; y para cada grupo

se calculan los parámetros de rotación R y aplanamiento de la inclinación F con sus errores asociados (*tabla 3*). De los resultados que se exponen en la *tabla 3* se obtiene que: (i) Las direcciones medias de las rocas mayores y menores a 2 Ma son estadísticamente diferentes: las declinaciones del Mioceno-Plioceno están rotadas unos 10° con respecto a las del Cuaternario, mientras que no existe diferencia rotacional entre las del Mioceno y las del Plioceno. Las direcciones normales e invertidas del Cuaternario, del Plioceno y del Mioceno pasan el test de inversión (*tabla 4*) y presentan una dispersión comparable a la esperada para la latitud de México. Ello indica que se ha promediado adecuadamente la variación paleosecular y que se ha aislado adecuadamente la ChRM. (ii) La dirección media de los sitios del Cuaternario del Valle de México es consistente con la del dipolo geocéntrico axial, mientras que la dirección de las rocas del Plioceno tanto del borde del Altiplano como de la Sierra de las Cruces están rotadas unos 10° con respecto a la dirección esperada de Norte América y no se encuentran rotaciones entre el Mioceno Superior y el Plioceno Superior desde el Valle de México al borde del Altiplano, lo que confirma que las rotaciones se deben a la edad de los sitios y no a su distribución espacial. Las direcciones de las rocas del Mioceno Superior-Plioceno (las de ambas polaridades pasan el test de inversión, ver *tabla 4*) son estadísticamente distintas a las del Cuaternario. Las direcciones medias de estos dos grupos y sus polos paleomagnéticos comparados con los de referencia (*tabla 3*, *figura 6*) sugieren que en el sector Oriental ha podido ocurrir una rotación muy pequeña entre el Plioceno Superior y el Cuaternario. Ello indica que las rotaciones previamente detectadas en el Cuaternario son cuestionables y que las grandes rotaciones desde el Cretácico al Mioceno probablemente ocurrieron antes del Mioceno Superior. Los datos paleomagnéticos apoyan los modelos tectónicos que el sector Oriental del TMVB ha estado sometido desde el Mioceno Superior a un régimen transtensional con una pequeña componente sinistral. (En el *capítulo 5* se comparan las direcciones esperadas obtenidas en este capítulo con las esperadas de las recientes compilaciones de polos obtenidas para la placa de Norte América, y se comprobará que referidas a ellas los resultados sugieren que no existe una rotación detectable en esta región).

(Publicado en : Ruiz Martínez, V.C., Osete, M.L., Vegas, R., Núñez-Aguilar, J.I., Urrutia-Fucugauchi, J. and Tarling, D.H., 2000. *Palaeomagnetism of Late Miocene to Quaternary rocks from the Eastern Segment of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Tectonophysics* 318, pp. 217–233).

Palaeomagnetism of Late Miocene to Quaternary volcanics from the eastern segment of the Trans-Mexican Volcanic Belt

V.C. Ruiz-Martínez ^{a,*}, M.L. Osete ^a, R. Vegas ^b, J.I. Núñez-Aguilar ^a,
J. Urrutia-Fucugauchi ^c, D.H. Tarling ^d

^a *Dep. Geofísica, F.C.C. Físicas, Complutense University, Madrid 28040, Spain*

^b *Dep. Geodinámica, F. C.C. Geológicas, Complutense University, Madrid 28040, Spain*

^c *Instituto de Geofísica, Univ. Nacional Autónoma de México, 04510 México DF, México*

^d *Dep. Geological Sciences, Plymouth University, Drake Circus, Plymouth PL4 8AA, UK*

Received 10 September 1998; accepted for publication 30 August 1999

Abstract

A systematic palaeomagnetic study in the eastern part of the Trans-Mexican Volcanic Belt includes 39 Miocene, Pliocene and Quaternary volcanic rocks in the southeastern Mexico Basin (Sierra Nevada and Sierra de Río Frío), the Altiplano area, and the Palma Sola Massif. A total of 430 samples have been selectively demagnetized using mostly alternating field demagnetizing methods, supplemented by thermal analyses. Most characteristic remanences are carried by low-Ti titanomagnetites, with occasional titanohematites or slightly maghemitized low-Ti titanomagnetites, of similar direction. Seven sites were discarded because they presented intermediate directions, hydrothermal alteration or were remagnetized by lightning strikes. The mean directions of 32 sites, together with 24 sites from Sierra de las Cruces in the western Mexico basin, indicate rocks older than 2 Ma are rotated some 10° counterclockwise with respect to Quaternary rocks, whereas there is no rotational difference between Miocene and Pliocene rocks. Statistical analyses between different regrouped populations confirm that the rotational pattern is due to the age of the volcanics rocks but not to their spatial distribution. The Quaternary mean direction from the three Mexico Basin ranges is consistent with the geographical reference pole. In contrast, the Pliocene mean direction from volcanic rocks of the Altiplano area and the Sierra de Las Cruces is slightly rotated some 10° westwards with respect to the reference direction from North America. No significant rotations have been observed in the eastern TMVB (from the western Mexico Basin to the border of the Altiplano), between late Miocene and late Pliocene times. It suggests that a very small, counterclockwise vertical-axis rotation may have been taken place in this segment of the TMVB between late Pliocene and Quaternary times. Comparisons of these results with a summary of the available palaeomagnetic data in the area indicate that the previously reported Quaternary rotations are of questionable reliability, and that the large counterclockwise rotations, reported in Cretaceous to Miocene rocks, probably took place before the late Miocene. These new palaeomagnetic data support the idea that the eastern TMVB since the late Miocene, has been a zone of extension with a little, left-lateral shear component. © 2000 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: block rotations; palaeomagnetism; tectonics; Trans-Mexican Volcanic Belt.; volcanism

* Corresponding author. Fax: +34-1394-4398.

E-mail address: vcarlos@eucmax.sim.ucm.es (V.C. Ruiz-Martínez)

1. Introduction

The Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB) is a high-altitude volcanic province that traverses central Mexico from the Pacific Ocean to the Gulf of Mexico. It is currently associated with subduction of the Cocos and Rivera plates along the Middle America trench, but has some unusual features that have remained controversial in spatial-temporal evolutionary models, of which three are considered here:

(1) the chemistry and distribution of volcanic rocks along the arc (alkaline products in both extremes of the calcalkaline arc, lamprophyres on the western volcanic front) are anomalous (e.g. Cantagrel and Robin, 1979; Luhr and Carmichael, 1985; Lange and Carmichael, 1991);

(2) the trend of the magmatic arc is some 15–20° oblique to the trench; and

(3) the migration of the volcanism is southerly (e.g. Delgado-Granados et al., 1995; Osete et al., 2000) rather than perpendicular to the direction of subduction.

These special characteristics have given rise to contrasting models to explain the tectonic origin and subsequent development of the TMVB. Extensive geophysical studies are being conducted to define the geometry of the subducted slab of oceanic lithosphere beneath the southern Mexican continental margin (e.g. Bandy et al., 1995; Pardo and Suárez, 1995; Dañobeitia et al., 1997). The magmatic arc is mostly related to this active subduction (e.g. Molnar and Sykes, 1969; Urrutia-Fucugauchi and Del Castillo, 1977; Nixon, 1982; Burbach et al., 1984; Suárez and Singh, 1986). Models invoke different plate geometries and kinematics to account for the characteristics of the TMVB, including fragmentation and/or bending of the subducted plate, influence of the crustal structure of the overriding plate and control of the magmatic activity by fractures and zones of crustal weakness. However, non-subduction models have also been proposed, explaining the origin of the TMVB as resulting from zones of weakness within the crust, inherited from earlier episodes of deformation (e.g. Mooser, 1972; Johnson and Harrison, 1989). The arc is also not genetically related with the subduction but associated with the northern

boundary of a microplate subjected to clockwise rotation as result of a lithospheric transtension (Shurbet and Cebull, 1984). Strike-slip megashear models have been suggested by several authors (e.g. De Cserna, 1970, 1976; Urrutia-Fucugauchi, 1981, 1983, 1984; Anderson and Schmidt, 1983; Böhnel, 1985). The age, sense and amount of lateral displacement vary from model to model, but a secondary plate-boundary is invoked in which some California-type, large, vertical-axis block rotations could be expected. In contrast, if the location of the TMVB is a zone of extension along a diffuse zone of weakness, then no substantial vertical-axis block rotations should be conspicuous.

Tectonically, the TMVB can be divided into three segments (Fig. 1). Post-Pliocene rifting, resulting in the Tepic-Chapala, Chapala and Colima rifts, which merge in a rift-rift-rift triple junction, characterizes the western segment. The central segment is characterized by E–W-striking normal faults and small grabens (Cuitzeo, Acambay, etc.), which have been active in recent times (e.g. Johnson and Harrison, 1990). The third segment is to the east of the Queretaro-Taxco lineament (Pasquaré et al., 1991), of which the TMVB forms the eastern sector, where small NW–SE-trending basins and ridges delineate a zone with widespread volcanism but without any clear, large E–W lineaments. In addition to the TMVB, the Eastern Alkaline Province (EAP), of Oligocene also represents recent volcanism in eastern Mexico to Quaternary age (Demant and Robin, 1975).

These kinds of volcanic rocks are known, from extensive rock magnetic experiments, to be excellent recorders of magnetic field direction, with titanomagnetite and titanohematites as typically magnetic carriers. This is a thermal remanence acquired soon after eruption, generally quite stable.

Palaeomagnetic studies carried out in the TMVB have suggested the occurrence of block rotations in certain areas of central and eastern Mexico (see summary of Soler-Arechalde et al., 2000). These rotations have been related to a variety of mechanisms, including oblique subduction, regional left-lateral shear, pull-apart basin deformation, lateral fault stepovers, and other

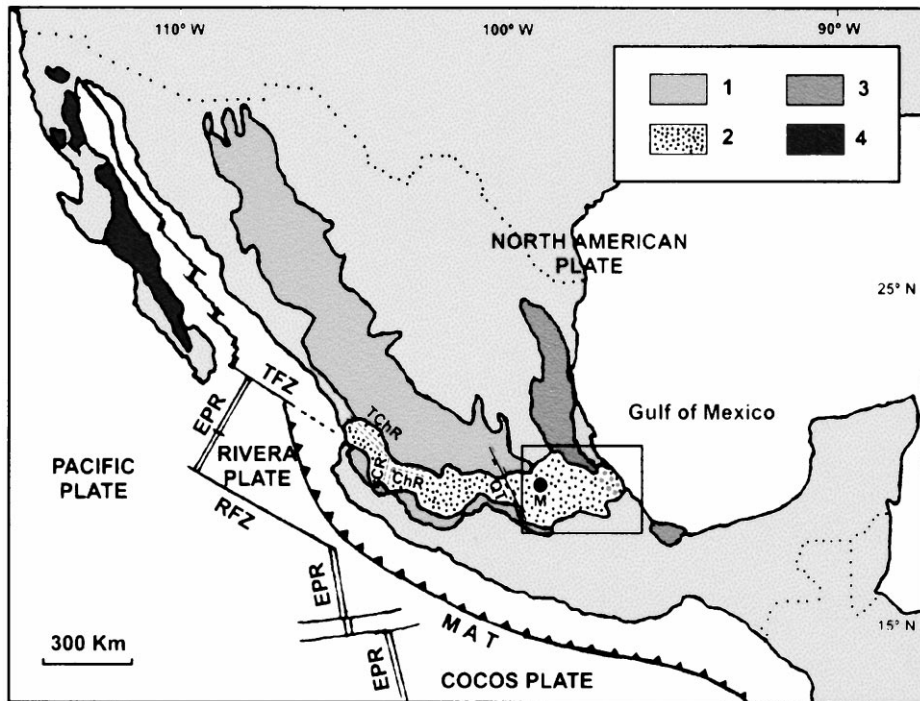


Fig. 1. Geographical location of the study area (rectangle, see Fig. 2). M, Mexico D.F. Mexican volcanic provinces and plate boundaries are those of Demant and Robin (1975) and Drumond (1981), respectively: 1, Sierra Madre Occidental; 2, Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB); 3, Eastern Alkaline Province; 4, Baja Californian Province. MAT, Middle American Trench; EPR, East Pacific Rise; TFZ, Tamayo Fracture Zone; RFZ, Rivera Fracture Zone. Major structures used to separate the TMVB tectonically into three segments are: TChR, Tepic-Chapala Rift; CR, Colima Rift; ChR, Chapala Rift; and QT, Queretaro-Taxco Fault Zone.

mechanisms for local deformation. Consequently, any geodynamic model proposed to explain the origin and evolution of the TMVB must consider the rotational-deformational history of the magmatic arc. In this context, palaeomagnetism is a powerful tool for measuring such tectonic rotations.

Previous palaeomagnetic data from the TMVB (Table 1) show significant divergences of the observed declination from the expected declination, with negative rotation parameters (Beck, 1980) ranging from $R = -15^\circ$ to $R = -56^\circ$ in some regions of the arc. These results have been interpreted as being due to counterclockwise rotations of the studied areas. However, other regions do not seem to have experienced significant rotations.

Results from the eastern sector of the TMVB (e.g. summary in Urrutia-Fucugauchi and Böhnel, 1988) include six sites of different lithologies rang-

ing in age from Quaternary to middle Cretaceous with significant negative R parameters (Table 1). Results from Quaternary lavas from the Valle de Oriental area ('E1' in Fig. 2 and Table 1) were reported by Böhnel (1985) who considered that most of them were erupted during the upper Brunhes and showed anomalous high anticlockwise rotations ($R = -15 \pm 6^\circ$). In contrast, Böhnel and Negendank (1981) reported no rotations in a previous palaeomagnetic study carried out in the same eastern region. The Tertiary sites ('E3, B, J, G' in Fig. 2 and Table 1; Böhnel, 1985; Urrutia-Fucugauchi, 1980, 1981, 1983) showed anticlockwise rotations ranging from 19 to 56° . The Cretaceous site near Perote ('E2' in Fig. 2 and Table 1; Böhnel, 1985) showed anticlockwise rotations of ca. 40° , but with high scatter. No stability tests were performed in these studies. In addition, the rocks lack good age control.

Table 1

Summary of previous TMVB palaeopoles (from west to east)

Locality (Ref.)	Lat	Long	Age	P_{lat}	P_{long}	N	α_{95}	$R \pm \Delta R$	$F \pm \Delta F$
Western Mexico volcanics (Maillol and Bandy, 1994)	20.5	−104.8	P–Q	84.9	155.9	6	8.9	5	3
Amatlan volcanics (Nieto Obregón et al., 1992)	20.8	−104.5	Q	81.9	197.2	8	9.1	−8	
R. Santiago volcanics (Watkins et al., 1971)	20.8	−103.4	P	81.2	128.1	3		−6	6
R. Santiago volcanics (Watkins et al., 1971)	20.8	−103.4	M	79.1	180.6	4		11	−6
Chapala Lake volcanics (Rosas-Elguera and Urrutia-Fucugauchi, 1992)	20.2	−102.5	M–Q	74.0	159.7	16	7.6	-17 ± 7	3 ± 6
NE Jalisco volcanics (Urrutia-Fucugauchi and Pal, 1977)	20.7	−102.3	O–M	68.1	181.1	7	10	-20 ± 14	1 ± 12
Santiago Valley volcanics (Uribe-Cifuentes, 1992)	20	−101	P–Q	81.4	154.3	10	10.7	−9	19
Acambay volcanics (Soler-Arechalde and Urrutia-Fucugauchi, 1994)	20	−100	P–Q	72.5	170.3	17	7.5	-2 ± 7	3 ± 8
Balsas Formation red beds (Urrutia-Fucugauchi, 1980) ^a : B	18.7	−99.5	Pa–E	54.1	183.4	14	12	-40 ± 14	18 ± 14
Guerrero volcanics (Urrutia-Fucugauchi, 1983) ^a : G	18.7	−99.4	O–M	54.8	164.5	6	8.6	-32 ± 11	11 ± 12
Basin of Mexico volcanics (Herrero Bervera et al., 1986) ^a	19.0	−99.0	Q(B)	87.5	164.5	42	3.0	-2 ± 4	-3 ± 6
Basin of Mexico volcanics (Mooser et al., 1974) ^a	19.0	−99.0	eM–P	88.1	302.8	19	6.5	5 ± 7	-4 ± 6
Basin of Mexico volcanics (Mooser et al., 1974) ^a	19.0	−99.0	eO–M	88.4	79.3	22	7.2	8 ± 8	6 ± 8
Jantetelco granodiorites–Tepexco volcanics (Urrutia-Fucugauchi, 1981) ^a : J	18.7	−98.8	M	33.7	176.3	9	10	-56 ± 13	6 ± 13
Eastern Mexico volcanics (Böhnell, 1985) ^a : E1	19.2	−97.5	Q(B)	75.1	170.7	28	5.1	-15 ± 6	-1 ± 6
Eastern Mexico limestones (Böhnell, 1985) ^a : E2	19.4	−97.5	mK	32.6	195.2	4	20.2	-41 ± 26	-6 ± 27
Eastern Mexico volcanics (Böhnell, 1985) ^a : E3	19.6	−96.4	M–P	71.6	166.5	20	7.4	-19 ± 7	2 ± 7

Lat/Long, rock site coordinates; P_{lat}/P_{long} , palaeomagnetic pole coordinates; N , number of sites; α_{95} , 95% cone of confidence for Fischer statistics; $R \pm \Delta R/F \pm \Delta F$, rotation/flattening parameters and 95% statistical uncertainty. Ages: Q, Quaternary (B, Brunhes chron); P, Pliocene; M, Miocene (e, early); O, Oligocene (e, early); E, Eocene; Pa, Palaeocene; mK, mid-Cretaceous.

^a Eastern TMVB sites (B, G, J, E1–3, see Fig. 2).

In view of the importance of these contrasting observations to any understanding of the tectonic setting, size and structural complexity of the arc, one of our main objectives was to document the occurrence, or absence, of such vertical axis rotations as a mechanism of tectonic deformation. Several selected areas across the eastern segment of the TMVB were studied.

2. Geological setting

In eastern Mexico, a NNW-striking fault zone separates the Altiplano area at an elevation of some 2000 m, from the coastal plains along the Gulf of Mexico (Fig. 2). Two magmatic provinces can also be distinguished, the E–W-trending TMVB of mainly Miocene to Quaternary calc-alkaline associations, and the EAP, where the late Oligocene to the Quaternary volcanism parallels the eastern coast (Robin, 1976; Demant 1978). The Palma Sola area is located in the coastal plain

at the crossing of these two provinces (Figs. 1 and 2) and has a mainly alkaline character but also includes products with calc-alkaline affinities. Alkaline basaltic lavas also occur in the fault zone of the Altiplano border.

According to volcanological and radiometric investigations, the regional-temporal variations of the volcanism of the Altiplano border and the EAP are modeled as a succession of periods of southward migrating, but not contemporaneous, alkaline and andesitic phases in the East. However both provinces crossed each other between 9 and 6 Ma (Cantagrel and Robin, 1979; Robin, 1981). The andesitic zone has undergone three periods of volcanic activity since the Early Miocene: the first one between 30 and 15 Ma, the second between 9 and 6 Ma, and the last from 3 Ma to the present. There is no consensus about the explanation for the observed volcanism. This crossed-magmatic area is not included as part of the TMVB, and it is postulated as an alkaline-graben-province of intraplate character (Robin, 1981). In contrast

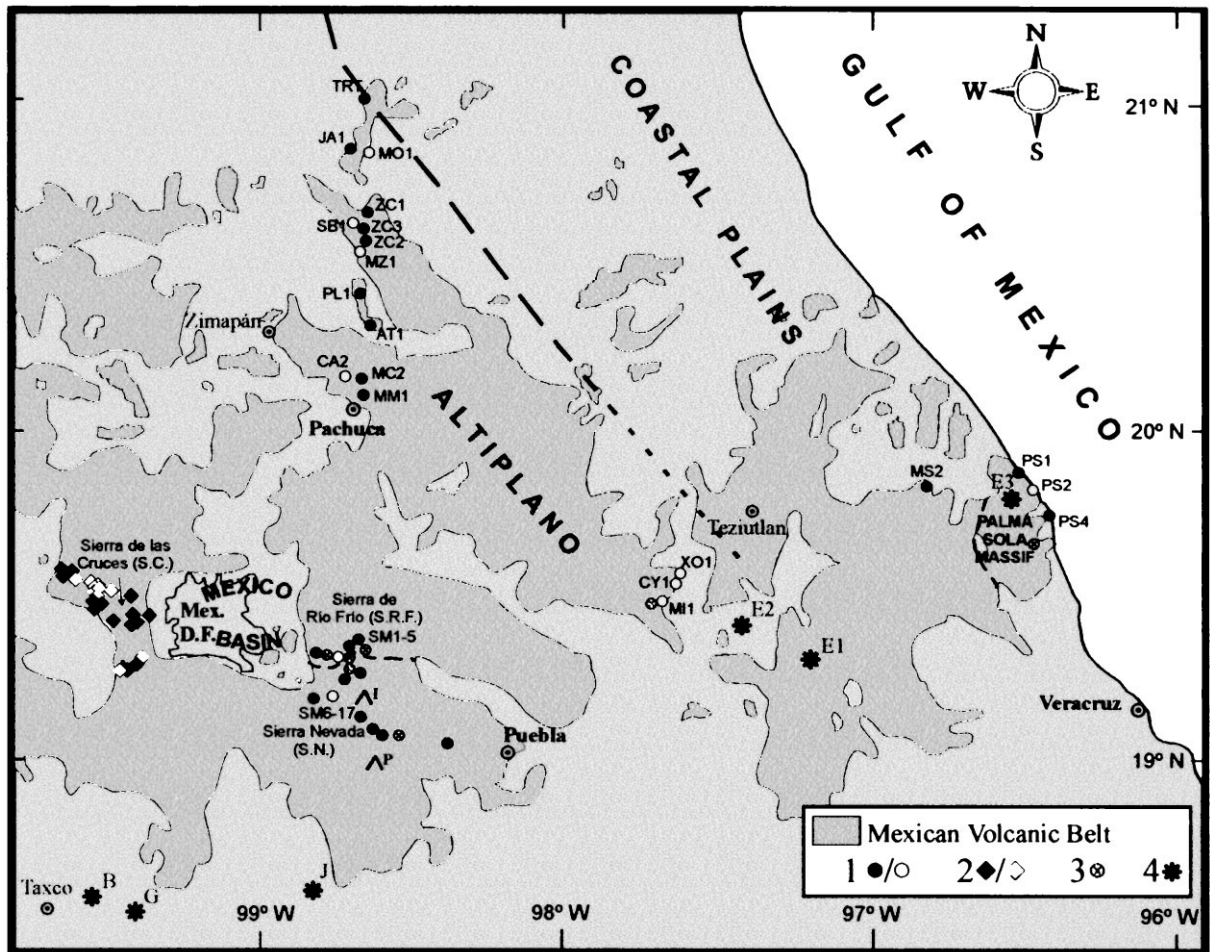


Fig. 2. Simplified map of the eastern TMVB (from Carta geológica de la República Mexicana, 1992) showing the palaeomagnetically investigated sites (open/closed symbols mean reversed/normal polarity). 1, This study; 2, Osete et al. (2000); 3, rejected sites; 4, previous palaeomagnetic studies (see Table 1).

and according to geochemical results, the TMVB is argued to contain calc-alkaline, subalkaline and alkaline products, associated with the subduction, and the TMVB Pliocene–Quaternary volcanic activity to end at the Gulf coast rather than in the Altiplano area (Negendank et al., 1985).

The Mexico Basin is taken as the westernmost area of the eastern segment of the TMVB (Fig. 2). The limits of the basin are the Sierras Tezontaplan and Pachuca, to the north and the Quaternary volcanics of the Chichinautzin group to the south. On the west is the Sierra de Las Cruces, considered Miocene by Mooser et al. (1974) and recently

dated late Pliocene (Mora-Alvarez et al., 1991; Osete et al., 2000), whereas the eastern border is formed by the Sierra Nevada and the Sierra de Río Frío. Volcanic activity in this region probably began 1.7 Ma ago (Nixon et al., 1987). The Sierra Nevada includes the Iztaccihuatl and Popocatepetl volcanoes (Fig. 2), the latter, at the southern border of the range, being a historically active volcano. The substructures of these volcanoes are composed of relatively large volumes of two-pyroxene andesites overlain by more viscous dacitic lavas of the modern cones. Nixon (1989) describes the volcanic evolution of Iztaccihuatl

Table 2
Summary of palaeomagnetic results

Site	Age	Lat	Long	<i>n/N</i>	Dec	Inc	<i>k</i>	α_{95}
<i>Sierra de las Cruces</i> (Osete et al., 2000 - this volume)								
JQ1	P	19°34.16'	−99°35.47'	10/10	350.4	43.1	113.0	4.6
JQ2	3.71 ± 0.40 ^d	19°33.80'	−99°34.83'	10/10	336.4	44.1	209.9	3.3
JQ3	P	19°33.80'	−99°34.67'	10/10	360.7	48.3	116.9	4.5
JQ4	P	19°33.53'	−99°33.63'	10/10	169.0	−14.2	(G.C.A. mad = 7.3)	
AJ1	P	19°32.00'	−99°29.82'	9/10	173.3	−22.8	181.5	3.8
AJ2	2.90 ± 0.40 ^d	19°31.33'	−99°28.08'	10/10	151.0	−21.9	91.2	5.1
IT	P	19°31.33'	−99°28.50'	10/10	171.3	−20.9	258.2	3.0
IT2	P	19°31.33'	−99°28.50'	10/10	151.3	−23.0	149.0	4.0
JH1	P	19°30.82'	−99°28.53'	7/10	176.5	−22.3	312.2	3.4
ST3	P	19°30.00'	−99°28.57'	10/10	174.6	−33.8	211.4	3.3
PL	P	19°31.30'	−99°26.20'	10/10	12.3	23.5	225.6	3.2
ST4	P	19°29.32'	−99°28.82'	10/10	349.1	33.1	57.8	6.4
ST5	P	19°28.12'	−99°29.00'	9/10	359.0	7.3	249.7	3.3
ST1	1.931 ± 0.76 ^d	19°28.13'	−99°28.82'	10/10	332.3	33.1	156.8	3.9
AY	P	19°29.67'	−99°22.00'	10/10	348.2	28.2	80.8	5.4
CH1	3.045 ± 0.25 ^d	19°26.25'	−99°19.33'	10/10	358.5	27.1	410.3	2.4
CH2	P	19°25.50'	−99°20.48'	10/10	355.2	32.2	51.6	6.8
CH3	P	19°26.25'	−99°21.30'	10/10	358.2	19.3	39.5	7.8
GU3	P	19°25.33'	−99°21.83'	10/10	357.2	36.2	115.3	4.5
PC2	P	19°25.33'	−99°25.88'	10/10	358.2	26.4	197.5	3.4
TO1	Q (M)	19°17.75'	−99°23.95'	10/10	167.3	−26.7	130.5	4.2
TO3	Q (M)	19°19.00'	−99°19.52'	10/10	177.0	−53.9	80.1	5.4
TO2	0.679 ± 0.28 ^d	19°17.67'	−99°20.45'	9/10	362.2	32.2	170.4	4.0
TO4	Q (B)	19°18.42'	−99°20.67'	8/10	352.1	45.6	337.7	3.0
<i>Sierra de Rio Frio</i> (this study)								
SM1	Q	19°19.90'	−98°47.00'	10/10	358.3	33.8	108.8	4.7
SM2 ^a	Q	19°19.90'	−98°46.00'	12/12	129.4	74.1	6.9	15.4
SM3	Q	19°20.37'	−98°42.83'	11/11	324.6	36.3	93.0	4.8
SM4	Q (M)	19°19.35'	−98°43.72'	10/10	191.0	−32.0	389.1	2.5
SM5	Q	19°20.63'	−98°41.58'	11/11	343.7	34.0	35.1	7.8
<i>Sierra Nevada</i> (this study)								
SM6 ^a	Q	19°19.62'	−98°42.72'	10/10	283.3	46.7	1.0	99.9
SM7	Q (B)	19°17.57'	−98°40.65'	13/13	356.5	38.2	112.7	3.9
SM8	Q (B)	19°16.83'	−98°43.22'	10/10	6.2	34.6	84.4	5.3
SM9 ^a	Q (B)	19°18.12'	−98°42.15'	12/12	35.3	−50.1	20.0	5.7
SM10 ^a	Q	19°20.50'	−98°40.15'	12/12	37.0	0.8	7.1	17.5
SM11	Q	19°03.55'	−98°22.50'	10/10	5.8	16.7	48.4	7.0
SM12 ^a	Q	19°05.10'	−98°31.67'	7/7	11.6	25.7	2.7	46.2
SM13	Q (B)	19°05.17'	−98°35.35'	13/13	2.1	32.9	116.0	3.9
SM14	Q (B)	19°05.57'	−98°37.15'	9/10	0.9	19.7	117.5	3.9
<i>Sierra Nevada</i> (this study)								
SM15	Q (B)	19°08.15'	−98°38.93'	11/11	4.4	32.4	84.1	5.0
SM16	Q (M)	19°12.63'	−98°44.43'	11/11	180.8	−16.5	357.2	2.4
SM17	Q	19°11.68'	−98°47.78'	11/11	355.2	24.4	98.6	4.6
<i>Palma Sola Massif</i> (this study)								
PS2 (VE34) ^b	17.0 ± 0.6 ^b	19°43.8'	−96°25.4'	12/12	167.1	−45.8	(G.C.A. mad = 4.5)	
PS3 ^b (VE71b) ^b	14.0 ± 0.5 ^c	19°37.5'	−96°27.2'	10/10	234.8	−55.5	41.6	7.5
PS4 (VE15) ^b	6.5 ± 0.2 ^b (7.2 ± 0.2) ^c	19°40.5'	−96°23.6'	11/11	354.4	40.6	246.2	2.9

Table 2 (continued)

Site	Age	Lat	Long	n/N	Dec	Inc	k	α_{95}
PS1 (VE108) ^b	3.1±0.1	19°45.4'	−96°25.1'	10/10	354.4	21.1	103.3	4.8
<i>Altiplano area (this study)</i>								
CA2	9 (G.C.)	20°12.5'	−98°45.0'	9/11	168.5	−27.4	240.7	3.3
				11/11	167.4	−27.9	(G.C.A. mad=3.3)	
MC2	9 (G.C.)	20°12.0'	−98°43.7'	12/12	358.1	40.3	131.8	3.8
MM1	9 (G.C.)	20°10.9'	−98°43.4'	12/12	0.9	16.3	106.4	4.2
XO1 (VE118) ^b	7.70±0.30 ^b	19°37.4'	−97°36.6'	10/12	152.7	−50.4	304.4	2.8
				12/12	153.3	−51.3	(G.C.A. mad=6.6)	
CY1 (VE118) ^b	7.70±0.30 ^b	19°37.3'	−97°37.1'	11/11	200.1	−56.2	559.4	1.9
MI1 (VE118) ^b	7.70±0.30 ^b	19°31.5'	−97°38.6'	11/11	157.8	−24.2	(G.C.A. mad=4.2)	
				5/11	151.6	−17.8	170.5	5.9
MRI ^a (VE118) ^b	7.70±0.30 ^b	19°31.4'	−97°39.1'	11/11	247.8	−31.6	(G.C.A. mad=2.0)	
JA1 (PH113) ^b	7.4±0.6 ^b	20°48.7'	−98°43.7'	10/10	310.2	53.7	138.9	4.1
TRT (TH24) ^b	7.1±0.3 ^b	21°04.1'	−98°42.0'	13/13	11.8	63.3	13.7	11.6
MO1 (PH171) ^b	6.5±0.3 ^b	20°48.0'	−98°38.7'	10/10	193	−31.8	192	3.5
MZ1 (PH135) ^b	5.15±.25 ^b	20°41.8'	−98°31.4'	7/10	148.9	−45.7	187	4.4
				10/10	147.1	−47.9	(G.C.A. mad=13.3)	
ZC1 (PH141) ^b	4.40±0.10 ^b	20°39.6'	−98°37.2'	11/11	344.5	25.1	102.8	4.5
MS2-3 (VE94) ^b	4.2±0.10 ^b	19°51.3'	−96°48.9'	15/15	351.8	32.9	65.3	4.8
ZC2	2.6–4.5 (G.C.)	20°39.8'	−98°33.0'	10/10	359.3	34	745.7	1.8
SB1	2–3 (G.C.)	20°35.0'	−98°41.4'	13/13	168.3	−30.4	229.3	2.7
ZC3	2–3 (G.C.)	20°33.4'	−98°38.8'	9/10	353.4	32.6	27.5	10
PL1 (PH62) ^b	2.56±0.08 ^b	20°27.7'	−98°40.4'	11/11	352.5	32.6	402.9	2.3
AT1 (PH40) ^b	2.38±0.08 ^b	20°20.8'	−98°38.8'	10/10	333	39.2	119.9	4.4

Sites: reference sample from Cantagrel and Robin (1979). Ages: Q, Quaternary; Q(B), Quaternary (Brunhes); Q(M), Quaternary (Matuyama); P, Pliocene; (G.C.), Geological correlation; radiometric data. Lat/Long, rock site coordinates; Dec, Inc, delination and inclination of characteristic magnetization; k, α_{95} , confidence parameter and 95% cone of confidence for Fischer statistics; G.C.A. mad, Great Circle Analysis and maximum angular deviation; n/N, number of samples included in calculation of the mean/collected.

^a Rejected sites.

^b Cantagrel and Robin (1979)

^c Mooser and Soto (1980).

^d Osete et al. (2000).

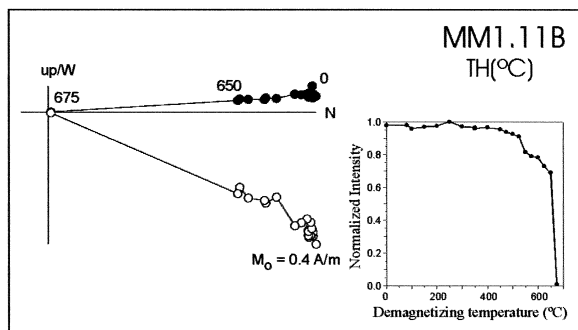
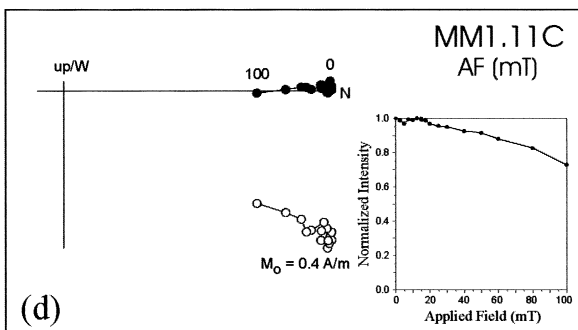
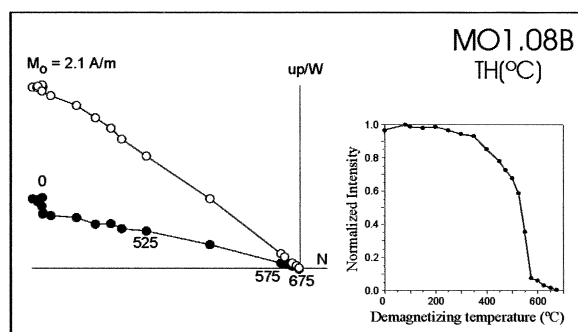
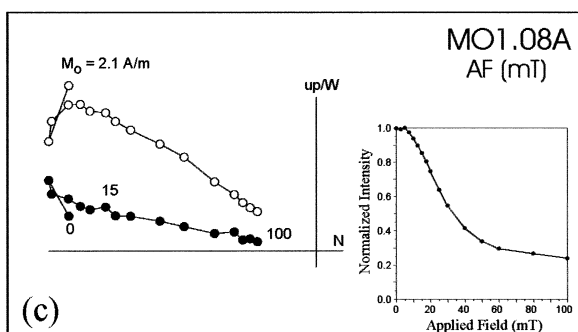
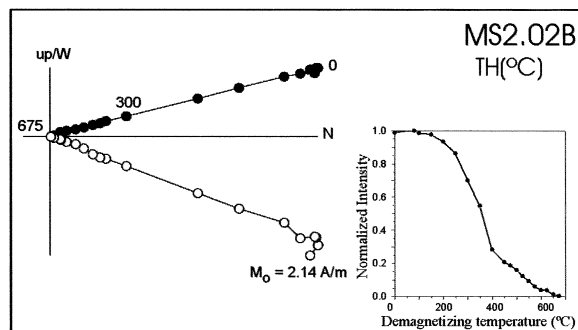
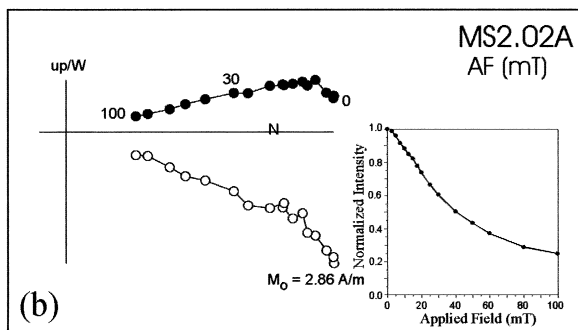
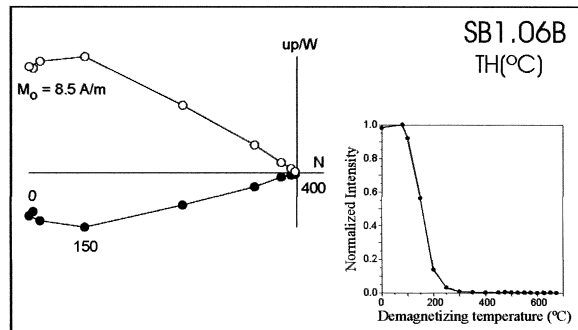
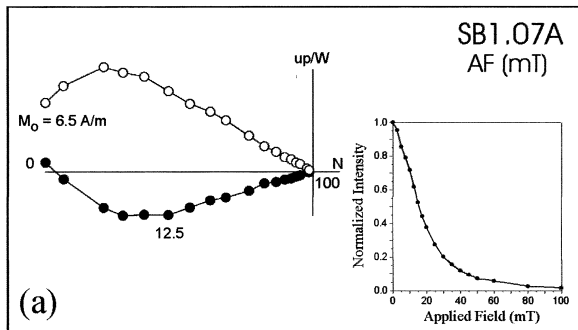
and the northern Sierra Nevada. From the northern flanks of Sierra Nevada (as far as the highway linking Mexico City and Puebla), the Sierra de Río Frío continues northwards towards Pachuca.

3. Palaeomagnetic sampling and results

To document the regional pattern of tectonic deformation of the eastern sector of the TMVB, the sampling strategy was designed to constrain, in space and time, the observed rotations. From the western Mexico Basin to the lowlands of the Gulf of Mexico (Fig. 2), 39 volcanic sites with good age control (Table 2.) were sampled. The age of investigated rocks ranges between Miocene

(17 Ma) and Quaternary (Brunhes). They have been supposed to be in the palaeohorizontal, because the lacks of reference sedimentary layers to apply any structural correction due to block tilting.

In the Altiplano area, 18 volcanic sites were sampled, dated by Cantagrel and Robin (1979) excepting five sites that were geologically correlated with their radiometric data. Seven sites are representatives of the Late Miocene andesitic volcanic event (Sierra de Pachuca, correlated with the Zimapán volcanics of 9 Ma, and the slightly faulted volcanics dated near Teziutlan of 7.7 Ma). Thirteen sites, between 8.0 and 4.1 Ma in age, were also sampled in the alkaline basaltic lavas outcropping in the fault zone of the Altiplano border.



In the Palma Sola massif, four sites were sampled, dated between 17.6 and 3.0 Ma. (Cantagrel and Robin, 1979). These include two alkali basalts, a microdiorite and a dacitic dome (also dated by Mooser and Soto, 1980) that is considered to be the last episode of the apparently younger southwards migration of the Late Miocene andesitic phase (Cantagrel and Robin, 1979).

A total of 17 volcanic sites, of Quaternary age, was also sampled in the southeastern margin of the Mexico Basin: 12 sites from the Sierra Nevada (most of Brunhes age) and five from the southern Sierra de Río Frío (Table 2).

In addition, results obtained by Osete et al. (2000) in 20 Pliocene and four Quaternary sites from volcanic rocks of the Sierra de las Cruces (western margin of Mexico Basin) have been selected and considered in our tectonic interpretation (Table 2 and Fig. 2). Those sites with intermediate directions or few samples in the calculation of the mean ($N < 7$), were not included.

Palaeomagnetic analyses were carried out on 430 samples from 39 sites, at the palaeomagnetic laboratory of Complutense University of Madrid. The initial susceptibilities ranged from 4.1×10^{-4} to 4.3×10^{-2} (SI). Measurements of remanence were performed with Molspin and JR5 magnetometers, and susceptibilities with both a Minisep and a KLY-3 kappameter. For a pilot thermal and alternating-field (AF) demagnetization study (using TSD-1 and GSD-5 Schonsted demagnetizers), at least two samples were selected from each site. The following steps were used for the thermally demagnetized pilot samples: steps of 50°C from room temperature up to 450°C and then steps of 25°C up to 700°C . Susceptibility was monitored after each heating to control possible thermally induced mineralogical changes. For pilot AF studies, steps of 2.5 mT (up to 20 mT), 5 mT (between 20 and 40 mT) and 10 mT (up to 100 mT) were used.

The sites are divided into two groups according to their magnetic behavior: (1) sites that showed only one stable magnetic component; and (2) samples with two overlapping magnetic components.

Most sites belonged to the first group (23 of 39 investigated) in which the initial NRM intensities ranged from 0.01 to 13.3 A m^{-1} , initial NRM directions were generally well grouped, and the stable directional component could be isolated both during AF and thermal demagnetization. Most samples had only one magnetic phase with low coercivity (median destructive fields between 10 and 20 mT) and maximum unblocking temperatures between 350°C and $550\text{--}575^\circ\text{C}$ (Fig 3a). This suggests the presence of some fine-grained spinels, and titanomagnetite as the magnetic carrier of the magnetization. However, some sites had a second magnetic phase of higher coercivity and high unblocking temperature (up to 675°), probably carried by low-Ti titanohaematites, although slightly maghemitized low-Ti titanomagnetite could also be the carrier of this magnetization (Ozdemir, 1990). Where both low- and high-coercivity phases were present, both magnetic components had similar directions (Fig. 3b–d). After analyses of the pilot specimens the remaining samples were mostly demagnetized by the AF procedure, in five to ten steps between 20 and 100 mT, according to their magnetic properties. Systematic thermal demagnetization was conducted in the same way, between $400\text{--}515^\circ$ and $650\text{--}675^\circ\text{C}$, on samples from those sites where a component of high coercivity was observed (Fig. 3d). In both techniques, Principal Component Analysis (PCA, Kirschvink, 1980) was used to isolate the characteristic directions of remanence (ChRM). Two sites of this group, in the Palma Sola and Sierra Nevada regions (PS3 and SM9, see Table 2), were discarded as they were characterized by a high degree of hydrother-

Fig. 3. Vector demagnetization and normalized intensity (inset) plots of Pliocene (a, b) and Miocene (c, d) sites from the Altiplano area with only one directional stable component. Left/right diagrams correspond to the AF/thermal demagnetizations, and solid/open circles to the projections onto the horizontal/vertical plane. Sites of reversed (a, c) and normal (b, d) polarity, with samples exhibiting only one stable magnetic phase (a) or two magnetic phases with a similar direction (b–d), are shown.

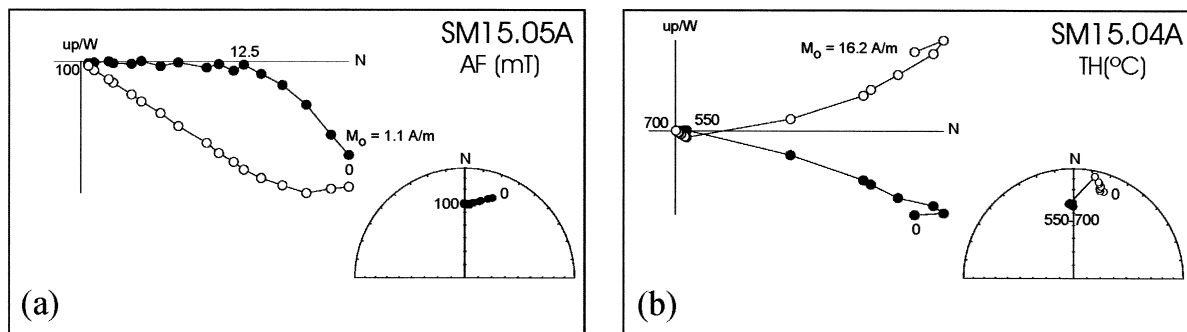


Fig. 4. Vector and equal-area projection plots, during AF (a) and thermal (b) demagnetization, of a Sierra Nevada Quaternary site showing that some samples are highly affected by a secondary IRM. Note the scatter in both NRM intensity values and directions.

mal alteration and an intermediate direction, respectively.

The second group of sites comprised 16 sites which all showed a first, very strong component of low coercivity (median destructive fields between 5 and 27 mT) and high scatter in both initial NRM directions and intensities (up to 135 A m^{-1}). Stepwise demagnetization showed the presence of a second magnetic overlapping component. In sites where the component of lower coercivity and lower unblocking temperature exhibited anomalous high intensities, we interpreted an isothermal remanent magnetization (IRM), produced by lightning strikes. One site from Sierra de Río Frío and three more from Sierra Nevada regions (SM2, SM6, SM10, SM12, see Table 2), were eliminated since both demagnetization techniques were ineffective in reducing the high dispersion of their initial NRM directions or isolating any consistent ChRM direction. We interpreted the magnetizations as a total IRM overprint of their unique, low-coercivity magnetic phase. In some cases, the IRM component affected different samples by different amounts, and a stable direction, considered to be the Characteristic remanent magnetization, could be isolated by PCA during the AF demagnetization (Fig. 4a). This IRM overprint did not affect their higher unblocking temperature phase (Fig. 4b). Finally, in six sites with high scatter in the values of the NRM intensities (in two of them showing initial NRM intensities not too high, presumably due to hydrothermal alteration), two components were also observed (Fig. 5). The coercivity spectra

did not completely overlap, unlike their unblocking temperature spectra. AF demagnetization removed both components. Directions of the component associated with the lower coercivity phase showed high dispersion. Therefore, we conclude that the ChRM is associated with the higher coercivity phase and can be calculated by Great Circle Analysis (Halls, 1976; McFadden and McElhinny, 1988) after detailed AF demagnetization (about 10 steps were considered). Although PCA was also used for some of these samples, the convergence of remagnetization circles provides the best statistical grouping. We discarded one mean direction from the Teziutlan volcanics (MR1, see Table 2) because we interpret the direction as an intermediate one.

4. Discussion and conclusions

In summary, 32 of the 39 sampled sites are considered useful for tectonic interpretation (Table 2). These can be combined with the 24 sites investigated by Osete et al. (2000) from Sierra de Las Cruces (Table 2), at the western limit of the Mexico basin (intermediate site-mean directions or sites with less than seven samples in the calculation of the mean, have not been included). To investigate the existence of local block rotations, the mean directions and palaeomagnetic poles from the eastern part of central Mexico were compared with the geographical pole (Quaternary sites) and with Miocene and Pliocene North

Table 3
Summary of mean directions and VGPs

(a) Reference poles and expected directions

Age	D_x	I_x	N	P_{long}	P_{lat}	K	A_{95}	R_{sum}
(1) Geographical pole								
Quaternary	0	34.9		0	90		0	
(2) North America reference poles								
Pliocene	0.6	33.2	14	59.6	88.5	67.2	4.9	13.807
Miocene	0.5	33.3	24	67.1	88.1	33.3	5.2	23.308
Miocene–Pliocene	0.5	33.6	38	64.7	88.3	41.8	3.6	37.115

(b) Mean directions according to geographical distribution

Area (N_i , age)	N	Dec	Inc	k	α_{95}	r_{sum}	P_{long}	P_{lat}	K	A_{95}	R_{sum}	$R \pm \Delta R$	$F \pm \Delta F$
S. Nevada–S. Río Frio (Q)	12	358.5	29.7	49.1	6.3	11.776	96.8	86.8	45.8	6.5	11.760	-1.5 ± 5.8	5.2 ± 5.0
S. De Las Cruces (20 P, 4 Q)	24	351.7	30.3	32.5	5.3	23.293	159.8	81.0	47.9	4.3	23.520	-8.9 ± 6.4	2.9 ± 7.4
Altiplano (10 M, 7 P)	17	350.0	38.4	21.0	8.0	16.239	188.1	80.5	20.3	8.1	16.213	-10.5 ± 8.7	-4.8 ± 7.8
Palma Sola (2 M, 1 P)	3	352.2	37.6	26.8	24.3	2.925	190.7	82.1	47.9	18.0	2.958	-8.4 ± 25.2	-4.6 ± 19.9

(c) Mean directions according to age

Age(N_i , area)	N	Dec	Inc	k	α_{95}	r_{sum}	P_{long}	P_{lat}	K	A_{95}	R_{sum}	$R \pm \Delta R$	$F \pm \Delta F$
Quaternary (4 SC, 4 SRF, 8 SN)	16	357.6	32.2	42.1	5.8	15.643	137.8	87.7	46.0	5.5	15.674	-2.4 ± 5.5	2.7 ± 4.6
Pliocene (20 SC, 7 ALT, 1 PS)	28	350.8	29.2	41.8	4.3	27.354	154.1	79.9	58.4	3.6	27.538	-9.8 ± 5.7	4.0 ± 7.0
Miocene (10 ALT, 2 PS)	12	350.8	43.2	16.8	10.9	11.345	211.1	79.4	16.0	11.2	11.312	-9.7 ± 12.8	-9.9 ± 10.8
Miocene–Pliocene (17 ALT, 3 PS, 20 SC)	40	350.8	33.2	25.4	4.6	38.463	170.4	80.8	30.8	4.1	38.732	-9.7 ± 5.3	0.4 ± 5.8
Pliocene (20 SC, 7 ALT, without PS)	27	350.7	29.2	41.8	4.3	26.366	155.4	79.9	57.1	3.7	26.545	-9.9 ± 5.7	4.0 ± 7.0
Late Miocene (10 ALT, without PS)	10	350.8	42.6	14.1	13.3	9.360	209.8	79.6	16.4	16.7	9.326	-9.7 ± 15.2	-9.3 ± 12.4
Late Miocene–Pliocene (17 ALT, 20 SC, without PS)	37	350.7	33.2	24.8	4.8	35.547	169.0	80.6	29.5	4.4	35.779	-9.8 ± 5.5	0.6 ± 5.9

Area: SC, Sierra de Las Cruces; SN, Sierra Nevada; SRF, Sierra de Río Frio; ALT, Altiplano; PS, Palma Sola. Age: Q, Quaternary; P, Pliocene; M, Miocene. N (N_i), number of sites; D_x , I_x , expected direction for the studied area; $P_{\text{long}}/P_{\text{lat}}$, palaeomagnetic pole coordinates; Dec, Inc, observed mean direction; k , α_{95} , r_{sum} (K , A_{95} , R_{SUM}): confidence parameter, 95% cone of confidence and length of the resultant vector for Fisher statistics (Fisher, 1953). $R \pm \Delta R/F \pm \Delta F$, rotation/flattening parameters with their confidence limits (Beck, 1980; Demarest, 1983)

American reference poles (Table 3). To calculate these mean palaeomagnetic poles for North America, mean virtual geomagnetic poles (VGPs) have been extracted from the IAGA Global Palaeomagnetic Database (McElhinny and Lock, 1996), updated at the end of 1997. Directions with statistical parameters $k < 20$ and $\alpha_{95} > 15^\circ$ were excluded, as well as palaeomagnetic results from areas that do not represent to stable America (mainland Mexico and Baja California peninsula). In addition, the amounts of vertical-axis rotation

(R) and flattening of inclination (F), have been evaluated (Beck, 1980), with their confidence limits (Demarest, 1983).

Directions of the ChRMs from the eastern part of central Mexico, grouped in different ways to investigate possible directional changes associated with their: (1) age; and (2) location and magmatic composition (Table 3):

(1) The mean directions for rocks older and younger than 2 Ma are significantly different. The declination of the oldest is rotated some 10°

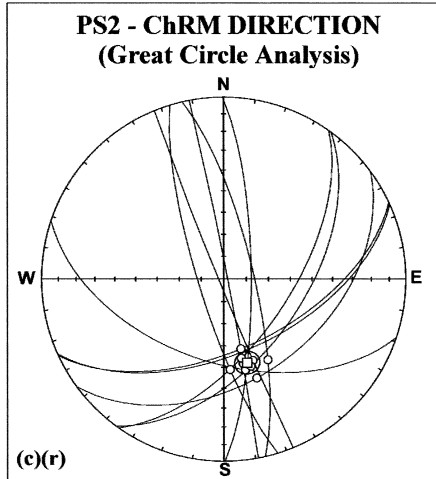
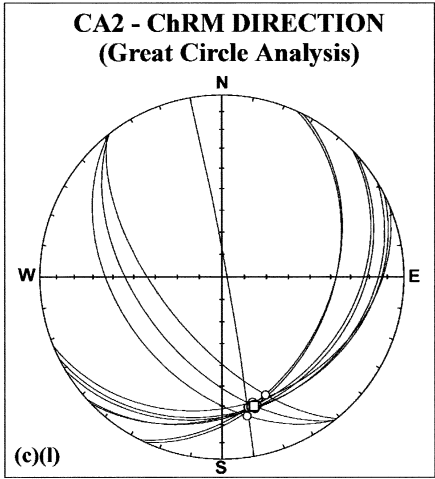
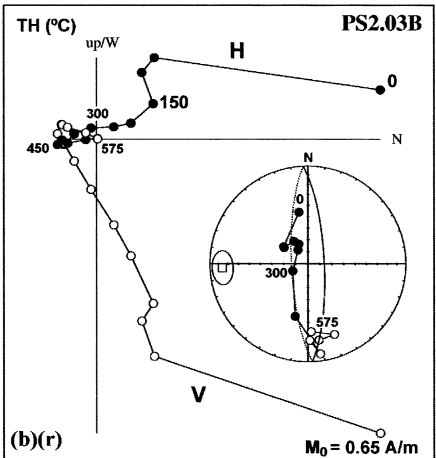
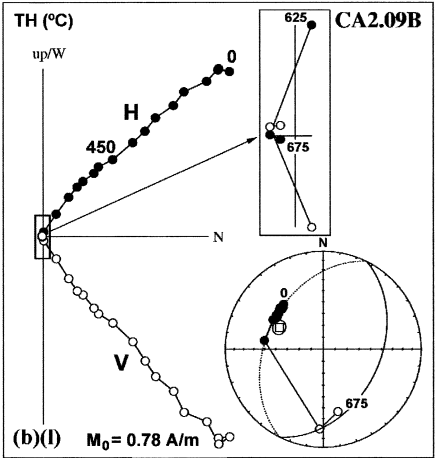
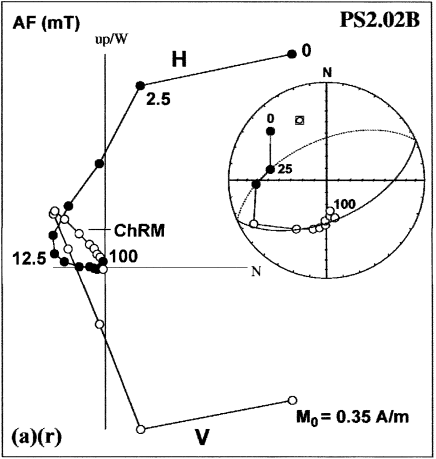
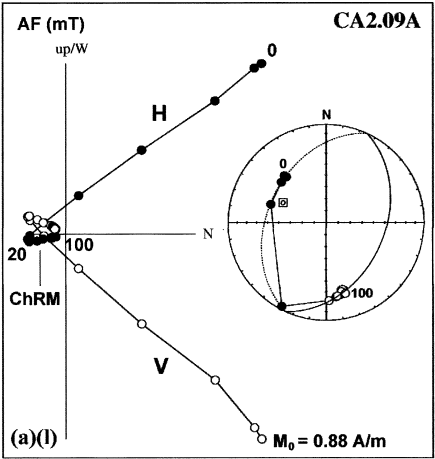


Table 4
Reversal test results

Age	Polarity	<i>N</i>	Dec	Inc	<i>k</i>	α_{95}	r_{sum}	Classification of the positive reversal test
Quaternary	N	12	375.1	32.1	52.3	6.1	11.790	$\gamma_0 = 2.13^\circ < \gamma_c^* = 34.82^\circ$ R_0
	R	4	179.1	−32.5	20.7	20.7	3.855	
Pliocene	N	20	352.6	31.3	42.4	5.1	19.551	$\gamma_0 = 8.92^\circ < \gamma_c = 9.10^\circ$ R_b
	R	8	166.9	−23.9	54.2	7.6	7.871	
Miocene	N	5	352.7	44.6	12.2	22.8	4.671	$\gamma_0 = 3.09^\circ < \gamma_c = 23.47^\circ$ R_0
	R	7	169.6	−42.2	18.7	14.3	6.678	
Miocene–Pliocene	N	25	352.6	33.9	27.3	5.6	24.122	$\gamma_0 = 4.10^\circ < \gamma_c = 9.53^\circ$ R_b
	R	15	168.0	−32.3	22.0	8.3	14.364	
Late Miocene–Pliocene (without Palma Sola sites)	N	23	352.3	34.1	26.1	6.0	22.156	$\gamma_0 = 4.70^\circ < \gamma_c = 10.01^\circ$ R_c
	R	14	168.2	−31.0	22.4	8.6	13.419	

Polarity: N/R: normal/reverse; *N*, number of sites; Dec/Inc, mean direction; *k*, α_{95} , r_{sum} , confidence parameter, 95% cone of confidence and length of the resultant vector for Fisher statistics (Fisher, 1953). Reversal tests: γ_0 , angle between the two mean directions; γ_c , critical angle (* using simulation without the assumption of a common precision (McFadden, 1990)); R_0 , R_b , R_c , positive reversal test with classifications ‘indeterminate’, ‘B’ and ‘C’, respectively (McFadden and McElhinny, 1990).

counterclockwise with respect to the youngest (Table 3). Miocene, Pliocene and Quaternary directions pass the reversal test of McFadden and McElhinny (1990) at the 95% confidence level (Table 4). This antipodal character of the normal and reversed directions indicates that any possible overprint has been sufficiently removed and other causes of dispersion have been averaged. To test if the data sets provide the time averaging of Secular Variation, their observed site-mean VGPs angular dispersion have been compared with those predicted from Merrill and McElhinny (1983). Pliocene and Quaternary VGPs angular dispersions are consistent with the predicted dispersion of 13–14° for the palaeolatitude of the studied area. However, the Miocene one is some 7° greater. We interpret this as being due to a random tectonic disturbance that has been averaged as the positive reversal test indicates. A statistical comparison can be carried out between the Pliocene and Quaternary sites because both populations have common precision parameters. Result of the McFadden and McElhinny test (1990) is negative

($\gamma_0 = 7.95^\circ$ and $\gamma_c = 6.19^\circ$). Therefore, both directions are statistically different at the 95% confidence level. No rotational differences have been observed between Miocene and Pliocene rocks (Table 3), although, in this case, statistical tests can not be performed because precision parameters of Miocene directions are not comparable with those of Pliocene and/or Quaternary times.

(2) The mean direction from Sierra de Las Cruces (mostly Pliocene) is similar to that calculated for the Altiplano Area (Miocene and Pliocene). Both are deviated westwards respect to the Sierra Nevada and Sierra de Río Frío (Quaternary). Although the deviation is small, it seems that is related to the ages of the investigated rocks and not with their geographical location (Table 3). This suggests that the eastern TMVB can be considered a unique tectonic domain (i.e. not different rotational blocks can be observed). The results from the three Miocene–Pliocene sites from Palma Sola massif cannot be considered statistically representative because of the low number of sites available, but their direction is similar to the Miocene–

Fig. 5. Vector and equal-area projection plots, during the AF (a) and thermal (b) demagnetization, of two Miocene sites from the Altiplano area (left) and the Palma Sola Massif (right), representative of those that showed the presence of two overlapping magnetic components. Mean-site directions are accurately calculated by great-circle analysis (c).

Pliocene sites from the eastern TMVB. As discussed above (see Section 2), at least the Miocene sites might belong to a different volcanic province. For these reasons, Palma Sola sites will not be consid-

ered in the representative mean direction of the TMVB. Nevertheless, the TMVB mean direction does not change if the three Palma Sola sites are included (Table 3).

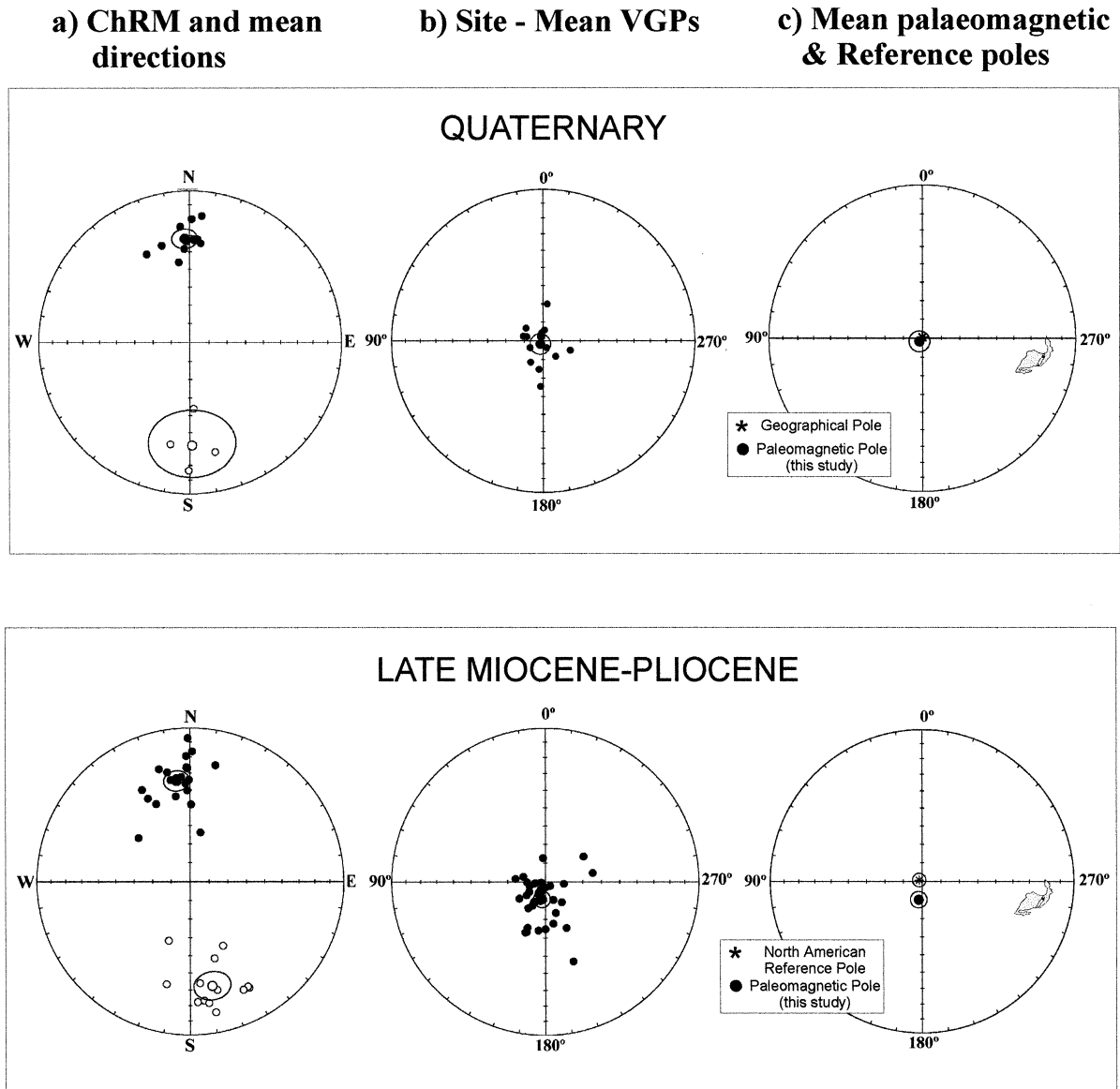


Fig. 6. Equal-area projections showing: (a) normal (solid)/reversed (open) site-mean characteristic (ChRM) directions and normal/reversed) mean directions for the Quaternary and Late Miocene–Pliocene investigated sites (Palma Sola sites are not included). (b) Corresponding site-mean VGPs and mean poles. (c) Quaternary and Late Miocene–Pliocene mean palaeomagnetic poles for eastern TMVB and reference poles. 95% confidence limits are also shown. Late Miocene–Pliocene palaeomagnetic pole is rotated some 10° counterclockwise (see the Mexico sketch and the TMVB location) with respect to both the geographical pole and the Miocene–Pliocene reference pole for North America.

Consequently, two groups can be differentiated according to the palaeomagnetic data. These are: (1) The Quaternary volcanic outcrops of Sierra Nevada, Sierra de Rio Frio and Sierra de las Cruces; and (2) the late Miocene–Pliocene (back to 9 Ma) volcanic outcrops extending from the western Mexico basin (Sierra de las Cruces) to the border of the Altiplano. Directions of both groups fail the McFadden and McElhinny (1990) statistical test ($\gamma_0 = 7.40$ and $\gamma_c = 7.32$). This indicates that differences in directions between these groups are significant at the 95% confidence level.

The mean directions and palaeomagnetic poles obtained for the Quaternary and late Miocene–Pliocene eastern TMVB sites were compared with the geographic and the Miocene–Pliocene North American reference poles, respectively (Table 3 and Fig. 6). Both observed and reference poles coincide for the Quaternary time but are statistically different for the Miocene–Pliocene time, inferring that a very small counterclockwise vertical axis rotation ($R = -9.8 \pm 5.5^\circ$; $F = 0.6 \pm 5.9^\circ$) may have taken place in this segment of the TMVB between late Pliocene and Quaternary time.

Results from the late Miocene–Pliocene eastern TMVB seem to be more consistent than the two palaeopoles reported for the Atotonilco el Grande sequence (82°N , $167^\circ 30'\text{W}$) and the Tlachinol volcanic rocks ($81^\circ 30'\text{N}$, 116°W), in the Altiplano area (Robin and Bobier, 1975), that agree within confidence limits.

Summarizing, the new results reported here do not support the notion that large rotations occurred in the TMVB in recent times [e.g. entries (4) and (13-E1), see Table 1]. No large rotations have been observed in the youngest volcanic rocks of the eastern TMVB. The few results from Palma Sola massif do not support the existence of large rotations in this area in post late Miocene time. The origin of these discrepancies can be related with the age-control of the volcanic outcrops, the Secular Variation, the incomplete isolation of the ChRM and/or some other systematic mistakes. In this study well-dated rocks have been sampled, and the reversal and other statistical test have been applied. Not statistical tests were performed in the other studies, then, it is not sure that the Secular Variation was properly averaged and the ChRM

well isolated. In addition, if the present declination in Mexico (ca. 7°E) is not properly corrected, it could produce erroneous apparent counterclockwise rotations of ca. 14° . Therefore counterclockwise rotations of about this value in Quaternary rocks are very suspicious and should be revised.

In addition, palaeomagnetic results presented here are consistent with recent geological studies that indicate that the main stress regime (Vegas et al., 1998) in the eastern TMVB, Altiplano border and coastal plains, is extensional. Comparisons of our new results with the large counterclockwise rotations summarized by Urrutia-Fucugauchi and Böhnell (1988) from Cretaceous to Miocene rocks from the eastern TMVB, indicate that most of rotation probably took place before late Miocene time. Our palaeomagnetic results seem to support the Oligocene to Recent tectonic evolution phases, proposed by Ferrari et al. (1994), that affected the TMVB. They considered that the TMVB began at ca. 16 Ma and that its tectonic evolution comprised a Middle Miocene phase of transcurrent faulting followed by a transtensional to extensional phase between the Late Miocene time and present.

No significant rotations have been observed between late Miocene and late Pliocene time, only a small amount of rotation occurred between late Pliocene and Quaternary time. In conclusion, these new palaeomagnetic data do not support the strike-slip megashear models that produces large, vertical-axis block rotations, but support the idea that the eastern TMVB, since late Miocene time, has been a zone of extension with a little, left-lateral shear component.

Acknowledgements

The authors appreciate very much the help of Peter Keller and Martin Espinosa during field-work. They are especially grateful to the reviewers Claudia J. Lewis and Xixi Zhao for their useful comments and suggestions. The entire project was supported by the European Union (project: CI-CT94-0114).

References

- Anderson, T.H., Schmidt, V.A., 1983. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico–Caribbean Sea region during Mesozoic times. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 941–966.
- Bandy, W.L., Mortera-Gutiérrez, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Hilde, T.W.C., 1995. The subducted Rivera-Cocos plate boundary: where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima Rift? *Geophys. Res. Lett.* 22, 3075–3078.
- Beck Jr, M.E., 1980. Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America. *J. Geophys. Res.* 85, 7115–7131.
- Böhnell, H., 1985. Paläomagnetische Untersuchungen an Jurasen bis Quartären Gesteinen aus Zentral- und Süd Mexiko. Doktor Dissertation, Thesis Westfälischen Wilhelms Universität Münster.
- Böhnell, H., Negendank, J.F.W., 1981. Preliminary results of palaeomagnetic measurements of Tertiary–Quaternary igneous rocks from the eastern part of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geophys. Int.* 20 (3), 235–248.
- Burbach, G.V., Frohlich, C., Pennington, W.D., Matumoto, T., 1984. Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate. *J. Geophys. Res.* 89, 7719–7735.
- Cantagrel, J.M., Robin, C., 1979. K–Ar dating on Eastern Mexican volcanic rocks — relations between the andesitic and the alkaline Provinces. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 5, 99–114.
- Carta geológica de la República Mexicana 1992. Escala 1:2 000 000. Consejo de Recursos Minerales e Instituto de Geología, México.
- Dañobeitia, J.J., Córdoba, D., Delgado-Argote, L.A., Michaud, F., Bartolomé, R., Farran, M., Carbonell, R., Nuñez-Cornu, F., CORTES-P96 WG 1997. Expedition Gathers New Data on Crust Beneath Mexican West Coast. EOS, Trans. Am. Geophys. Union 78, 49.
- De Cserna, Z., 1970. Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation in northern Mexico. In: *The Geologic Framework of the Chihuahua Tectonic Belt*. West Texas Geol. Soc. Texas, USA, pp. 99–117.
- De Cserna, Z., 1976. Mexico-Geotectonics and mineral deposits. In: Woodward, L.E.N., Northrop, S.A. (Eds.), *Tectonic and Minerals of Southwestern North America*, New Mexico Geol. Soc. Spec. Publ. 6, 18–25.
- Delgado-Granados, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Hasenaka, T., Ban, M., 1995. Southwestward volcanic migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma. *Geof. Int.* 34 (3), 341–352.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Inst. Geol. U.N.A.M.* 2, 172–187.
- Demant, A., Robin, C., 1975. Las fases del vulcanismo en México, una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. *Rev. Inst. Geol., U.N.A.M.* 75, 70–82.
- Demarest, H.H., 1983. Error analysis for the determination of tectonic rotation from palaeomagnetic data. *J. Geophys. Res.* 88, 4321–4328.
- Drumond, K.J., 1981. Plate Tectonic Map of the Circum-Pacific Region Northeast quadrant scale 1:10 000 000. Am. Assoc. Petrol. Geol.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquaré, G., Tibaldi, A., 1994. Volcanic and tectonic evolution of central México: Oligocene to present. *Geofis. Int.* 33 (1), 91–105.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. London A217*, 295–305.
- Halls, H.C., 1976. A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 45, 297–304.
- Herrero Bervera, E., Urrutia-Fucugauchi, J., Martín-del Pozzo, A.L., Böhnell, H., Guerrero, J.C., 1986. Normal amplitude Brunhes paleosecular variation at low latitudes: a paleomagnetic record from Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geophys. Res. Lett.* 13, 1442–1445.
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A., 1989. Tectonics and volcanism in central Mexico: a Landsat thematic mapper perspective. *Remote Sens. Environ.* 28, 273–286.
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A., 1990. Neotectonics in central Mexico. *Phys. Earth. Planet. Inter.* 64, 187–210.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 62, 699–718.
- Lange, R.A., Carmichael, I.S.E., 1991. A potassic volcanic front in Western Mexico: the lamprophyric and related lavas of San Sebastian. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103, 928–940.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1985. Contemporaneous eruptions of cal-calkaline and alkaline magmas along the volcanic front of the Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.* 24, 203–216.
- Maillol, J.M., Bandy, W.L., 1994. Palaeomagnetism of the Talpa de Allende and Mascota grabens, western Mexico: a preliminary report. *Geofis. Int.* 33 (1), 153–160.
- McElhinny, M.W., Lock, J., 1996. IAGA paleomagnetic databases with Access. *Surv. Geophys.* 17, 757–791.
- McFadden, P.L., 1990. A new fold test for palaeomagnetic studies. *Geophys. J. Int.* 103, 163–169.
- McFadden, P.L., McElhinny, M.W., 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 87, 161–172.
- McFadden, P.L., McElhinny, M.W., 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophys. J. Int.* 103, 725–729.
- Merril, R.T., McElhinny, M.W., 1983. *The Earth's Magnetic Field: its History, Origin and Planetary Perspective*. Academic Press, London.
- Molnar, P., Sykes, L.R., 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle American regions from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80, 1639–1684.
- Mooser, F., 1972. The Mexican volcanic belt: structure and tectonics. *Geofis. Int.* 12, 55–70.
- Mooser, F., Soto, S., 1980. In: *Geology of Laguna Verde III*. Comisión Federal de Electricidad, México, D.F.
- Mooser, F., Nairn, A.E.M., Negendank, J.F.W., 1974. Palaeomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igne-

- ous rocks: VIII. A palaeomagnetic and petrologic study of volcanics of Valley of Mexico. *Geol. Rundsch.* 63, 451–483.
- Mora-Alvarez, G., Caballero, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Uchi-umi, Sh., 1991. Southward migration of volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, basin of Mexico? A preliminary K–Ar dating and palaeomagnetic study. *Geofis. Int.* 30 (2), 61–70.
- Negendank, J.F.W., Emmermann, R., Krawczyck, R., Mooser, F., Tobschall, H., Werle, D., 1985. Geological and Geochemical investigation on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.* 24 (4), 477–575.
- Nieto Obregón, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Cabral-Cano, E., Guzman de la Campa, A., 1992. Listric faulting and continental rifting in western Mexico — a paleomagnetic and structural study. *Tectonophysics* 208, 365–376.
- Nixon, G.T., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central México and the seismicity and the structure of subducted oceanic lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, 514–523.
- Nixon, G.T., 1989. The Geology of Iztaccíhuatl Volcano and Adjacent Areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 219.
- Nixon, G.T., Demant, A., Armstrong, R.L., Harakal, J.E., 1987. K–Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.* 26 (1), 109–158.
- Osete, M.L., Ruiz-Martínez, V.C., Caballero, C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Tarling, D.H., 2000. Southward migration of continental activity in the Sierra de las Cruces, Mexico: Palaeomagnetic and radiometric evidence. *Tectonophysics* 319.
- Ozdemir, O., 1990. High-temperature hysteresis and thermoremanence of single-domain maghemite. *Phys. Earth. Planet. Inter.* 65, 125–136.
- Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern México: seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 100, B7, 12357–12373.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991. Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacán. *Geol. Soc. Am. Map and Chart series MCH072*.
- Robin, C., 1976. Présence simultanée de magmatismes de significations tectoniques opposées dans l'est du Mexique. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 18, 1637–1645.
- Robin, C., 1981. Relations Volcanologie–Magmatologie–Géodynamique: Application au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le Sud Mexicain. (Axe trans-mexicain et Province alcaline Orientale). *Ann. Sci. De l'Univ. de Clermont-Ferrand II*.
- Robin, C., Bobier, C., 1975. Las fases del vulcanismo en la región de Tlanchinol (Hidalgo, Mexico) según datos paleomagnéticos y geoquímicos. *Bol. Inst. Geol. U.N.A.M.* 95, 49–85.
- Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., 1992. Magnetoestratigrafía volcánica de la zona geotérmica Ixtlán de los Hervores-Los Negritos, Michoacán, México: Resultados preliminares. *Geofis. Int.* 31 (4), 431–442.
- Shurbet, D.H., Cebull, S.E., 1984. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican volcanic belt. *Tectonophysics* 101, 159–165.
- Soler-Arechalde, A.M., Urrutia-Fucugauchi, J., 1994. Regional rigid block-rotation, small domains rotations and distributed deformation within the Acambay graben, central Trans-Mexican Volcanic Belt: paleomagnetic implications. *Geofis. Int.* 33 (4), 564–574.
- Soler-Arechalde, A.M., Urrutia-Fucugauchi, J., 2000. Palaeomagnetism of the Acambay graben, central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 319.
- Suárez, G., Singh, S.K., 1986. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt — discussion. *Tectonophysics* 127, 155–160.
- Uribe-Cifuentes, R.M., 1992. Paleomagnetismo y Magnetoestratigrafía de la zona norte del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. Tesis de Maestría en Geofísica. UACPyP del CCH. Instituto de Geofísica UNAM.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1980. Paleomagnetic studies of Mexican rocks. Ph.D. Thesis, University of Newcastle upon Tyne, UK.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1981. Paleomagnetism of the Miocene Jantetelco microdiorites and Tepexco volcanic group and inferences for block rotations in Central Mexico. *Tectonophysics* 76, 149–168.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1983. Preliminary palaeomagnetic study of Lower Tertiary volcanic and rocks from Morelos and Guerrero states. *Geofis. Int.* 22, 87–110.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1984. On the tectonic evolution of Mexico: paleomagnetic constraints. *Am. Geophys. Union, Geodyn. Ser.* 12, 29–47.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Böhnell, H., 1988. Tectonics along the Trans-Mexican volcanic belt according to palaeomagnetic data. *Phys. Earth Planet. Inter.* 52, 320–329.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Del Castillo, L., 1977. Un modelo del Eje Volcánico Mexicano. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 38, 18–28.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Pal, S., 1977. Paleomagnetic data from Tertiary igneous rocks, northeast Jalisco, Mexico. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 202–206.
- Vegas, R., Rincón, P.J., de Vicente, G., 1998. Estado de esfuerzos neotectónicos en el segmento oriental del eje Neovolcánico Transmexicano, borde del Altiplano y llanura costera. *Geos* 18 (4), 302.
- Watkins, N.D., Gunn, B.M., Baksi, A.K., York, D., Ade-Hall, J., 1971. Paleomagnetism, geochemistry and potassium-argon ages of the Rio Grande de Santiago volcanics, Central Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82, 1955–1968.

CAPÍTULO 4

PALEOMAGNETISMO DEL VULCANISMO DE LOS SECTORES CENTRAL Y OCCIDENTAL DEL TMVB.

4.1 INTRODUCCIÓN, CONTEXTO GEOLÓGICO Y MUESTREO.

4.1.1: NEOTECTÓNICA DE MÉXICO CENTRAL

La actividad neotectónica de México Central se manifiesta a través de la deformación que se observa en el relieve oceánico y continental, la existencia de fallas activas y sismicidad, elevación de la costa y vulcanismo. En la *figura 4.1* se muestran los principales indicadores de esta actividad neotectónica (campos de velocidad estimados a partir de medidas GPS, los distintos tipos de mecanismos focales representativos de su actividad sísmica, así como la situación de los límites de placa y las principales fallas activas).

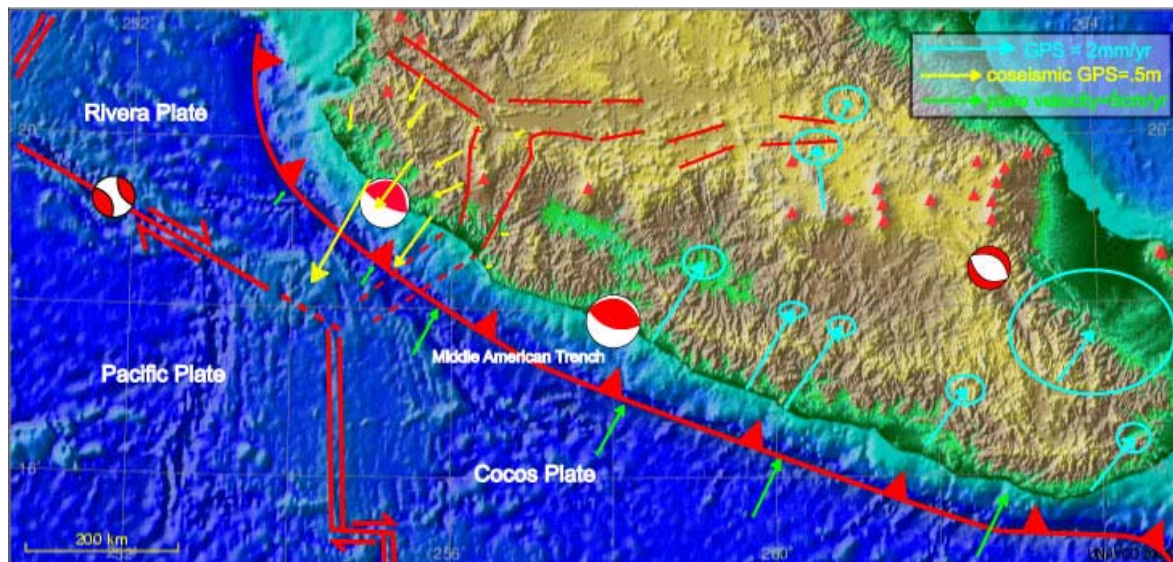


Fig. 4.1: Principales indicadores de la deformación neotectónica de México Central (Mercer, 2001).

La actividad tectónica de México está determinada por las interacciones de la placa continental con tres placas oceánicas (Cocos, Rivera y Pacífico), que incluyen límites de placa convergentes, divergentes y transformantes. Aunque cada uno de estos límites producen terremotos, la mayor parte de la actividad sísmica de México Central se debe a la subducción (p.ej., Kostoglodov & Ponce, 1994) a lo largo de la Fosa de Acapulco, o Mesoamericana (MAT). Los campos de vector velocidad determinados por GPS (flechas azules en *figura 4.1*) muestran que la deformación en México Central está asociada a la subducción; y los campos de vector cosísmico determinados por GPS (flechas amarillas en *figura*

4.1) indican que la deformación se opone en sentido al de los vectores GPS entre sismos (*Melbourne et al., 1995*). Los vectores de velocidad para las placas de Cocos y Rivera revelan el movimiento relativo de estas placas con respecto a Norte América (*Bandy et al., 2000*). El Cinturón Volcánico Transmexicano (TMVB) atraviesa México de W a E y está asociado a la subducción (p.ej, *Langridge et al., 2000*). También se ha registrado una elevación costera a lo largo del Pacífico, causada por esta subducción (*Bodin & Klinger, 1986*).

Las placas de Cocos y Rivera se mueven en dirección a Norte América (considerando fijo este continente), con una componente de *movimiento rotacional en sentido antihorario*. Mientras, las mismas placas comparten un margen divergente con la placa Pacífica. Entre los límites de Cocos y Rivera, existe una zona de extensión causada por un movimiento rotacional diferencial entre estas placas que genera cierta divergencia relativa. Esta zona de extensión se extiende hacia el interior del continente mexicano formando, ya en el TMVB, uno de los brazos de la unión triple de Jalisco. La subducción de la placa de Rivera parece ser la causa de la formación de los otros dos brazos de esta unión triple (*Bandy et al, 1999*). Los sectores Occidental y Central del TMVB están caracterizados por *grabens* (de los cuales sólo los principales se detallan en la figura 4.1), originados por fallas normales activas como resultado de una extensión intra-arco (*Suter et al., 1995*).

Toda esta actividad neotectónica es el reflejo de una compleja historia geodinámica, con eventos tectónicos del pasado (ver *capítulo 1*) asociados a la subducción de dorsales oceánicas, la fragmentación de placas o a la migración de uniones triples. Todos estos procesos, coetáneos con la formación del arco volcánico mexicano del periodo Terciario, podrían favorecer, en principio, la existencia de rotaciones corticales.

4.1.2: EL COMIENZO DE LA ACTIVIDAD DEL CINTURÓN VOLCÁNICO TRANSMEXICANO (TMVB).

La transición del vulcanismo de arco Cenozoico desde la Sierra Madre Occidental hasta la formación del Cinturón Volcánico Transmexicano (TMVB) está caracterizada por una reorganización en la orientación del arco (que salta de una dirección NW-SE a otra W-E) y por un cambio en su composición (que pasa de productos silícicos a andesitas y lavas basálticas; *Ferrari et al., 1999*).

Esta reorganización del arco se produce por una reorganización de las placas: comienza el cese de la subducción de la placa Magdalena (remanente de la de Farallón); la captura de Baja California por la placa Pacífico y su movimiento conjunto hacia el Noroeste; y la unión triple de las placas Caribe-Farallón-Norte América se desplaza hacia el Este a lo largo del sur de México.

Ferrari *et al.*, (1999) presentan una recopilación de datos geocronológicos (figura 4.2-f) cuyo histograma temporal (figura 4.2a-e) define en el Terciario la transición del arco volcánico mexicano, desde la Sierra Madre Occidental al TMVB.

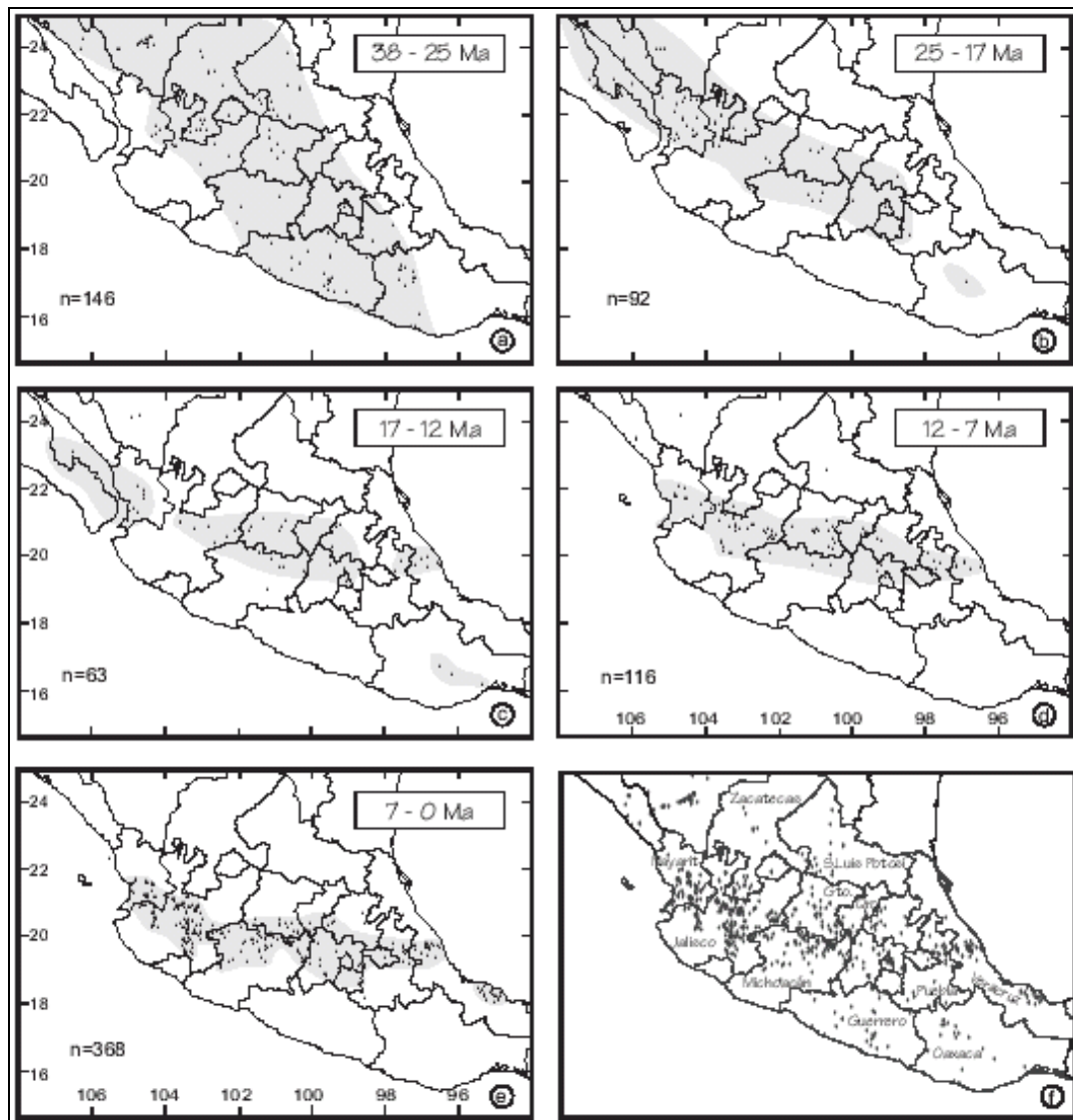


Fig. 4.2: Distribución geográfica de las rocas ígneas datadas en el arco volcánico mexicano correspondientes a los últimos 38 Ma. (Ferrari *et al.*, 1999)

Según Ferrari *et al.*, (1994), esta transición del arco volcánico mexicano, desde la Sierra Madre Occidental al TMVB, se produjo en el Mioceno Medio; y ya existiría

en el Mioceno Superior un arco con las características del actual TMVB, controlado principalmente por la geometría de los límites de placa y la estructura térmica de la litosfera en subducción.

4.1.3: ESTRATEGIA DE MUESTREO.

Con el ánimo de continuar investigando paleomagnéticamente el vulcanismo del TMVB, y muestrear sus diferentes sectores en sitios de edad bien controlada, la estrategia que se siguió fue la de utilizar la recopilación de dataciones representada en la *figura 4.2* para intentar conseguir una representación lo más equiespaciada espacial y temporalmente posible de la actividad volcánica del TMVB en sus sectores Central y Occidental. Al igual que en el sector Oriental, la estrategia de muestreo fue la de seleccionar sitios que disponían de dataciones isotópicas o que al menos su edad pudiera conocerse por correlación geológica (con respecto a las épocas: Mioceno Superior, Plioceno o Cuaternario). Se muestrearon 51 sitios en estos sectores (asumiendo que las lavas están emplazadas en la paleohorizontal) de composición tanto intermedia como alcalina. La localización de los sitios estudiados se muestra en la *figura 4.3*, y los datos geocronológicos y paleomagnéticos se resumen en la *tabla 4.I*.

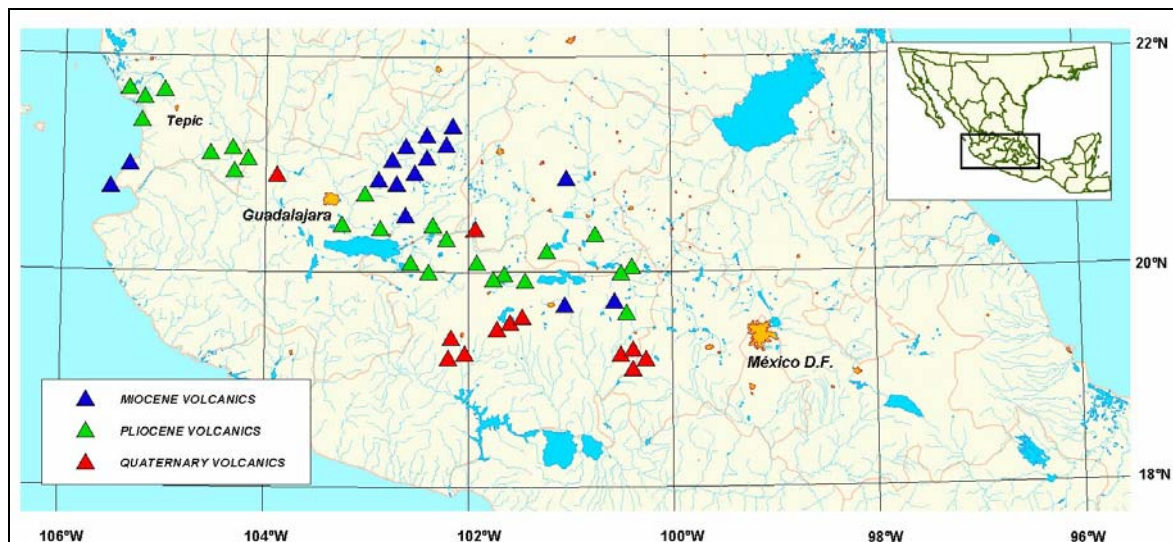


Fig. 4.3 : Localización, atendiendo a la edad del vulcanismo (**azul**: Mioceno; **verde**: Plioceno; **Rojo**: Cuaternario) de los sitios muestreados (triángulos) en los sectores **Occidental** (entre la costa del Pacífico y Guadalajara) y **Central** (entre Guadalajara y México D.F.) del TMVB.

SITIOS ESTUDIADOS EN LOS SECTORES OCCIDENTAL Y CENTRAL DEL TMVB.

SECTOR OCCIDENTAL											
Sitio	Slat	Slong	Edad	NP	NL	k	c	Dec	Inc	PLong	PLat
monHIG	20.79	-105.48	M (~9-10 Ma) (1)	1	10	37.4	6.9	343.6	24.6	140.4	72.4
morSF	20.89	-105.41	M (~9-10 Ma) (1)	11	0	1.9	30.5	190.8	-45.3	-	-
ponPLA	21.35	-105.24	P	6	2	59.8	6.4	351.1	31.3	138.4	80.5
porLIB	21.58	-105.19	P	0	10	492.0	2.2	166.5	-41.1	176.4	77.4
porJOL	21.40	-105.18	P	0	7	77.6	6.9	8.4	49.1	294.4	78.6
ponPAL	21.63	-105.15	P	2	7	83.7	5.1	180.7	-35.1	58.6	87.6
porJAL	21.05	-104.40	P	0	10	187.6	3.5	187.5	-10.1	50.0	72.5
porLXT	21.05	-104.37	P	4	5	0.8	51.5	221.5	-13.2	-	-
porSJG	21.04	-104.32	P	10	0	21.3	9.6	200.6	-19.8	11.2	67.4
porFER	21.04	-104.27	P	0	9	160.3	4.1	186.5	-41.6	318.8	83.3
qonTEQ	20.87	-103.84	Q	0	9	47.4	7.6	5.5	29.8	28.4	82.8
SECTOR CENTRAL											
Sitio	Slat	Slong	Edad	NP	NL	k	a₉₅	Dec	Inc	PLong	PLat
pcnZAP	20.62	-103.22	P	0	9	88.3	5.5	9.0	43.0	317.3	80.6
pcrTRA	20.33	-103.18	(4.33±0.09) Ma (2)	9	0	87.1	5.0	199.5	-66.3	269.6	60.6
mcnBAJ	20.63	-103.09	M	0	9	260.7	3.2	4.5	17.9	55.5	77.7
mcrARE	20.66	-103.04	M	0	9	358.5	2.7	233.9	-17.4	351.3	36.8
pcrCHA	20.32	-102.94	(2.52±0.37) Ma (3)	2	5	80.4	5.9	160.8	-30.4	157.9	71.4
mcrFIN	20.75	-102.88	M	0	8	82.4	6.1	177.3	-12.2	87.7	75.2
mcnLN	20.44	-102.84	M (~9 Ma)	0	7	264.6	3.7	6.8	32.9	7.4	83.1
mcnTEP	20.83	-102.79	M	0	9	126.4	4.6	345.2	45.7	195.1	75.1
mcnPEP	20.92	-102.67	M	0	9	197.8	3.7	17.8	19.6	16.9	69.7
pcnPAJ	20.12	-102.62	(3.0±0.3) Ma (4)	7	3	52.7	6.1	358.4	58.9	253.7	70.4
mcnPEV	20.98	-102.61	M	0	9	246.3	3.3	9.8	45.6	311.3	79.2
mcnSMA	21.08	-102.49	M	8	0	189.0	3.6	291.1	30.6	176.4	25.1
pcnCAL	19.99	-102.47	(2.60±0.10) Ma (5)	0	9	112.5	4.9	1.2	40.1	278.8	86.9
PcrTRO	20.24	-102.39	P	1	10	163.6	3.3	170.1	-23.6	129.3	77.6
mcnJAO	21.18	-102.36	M	0	8	426.3	2.7	341.3	42.0	181.2	72.5
pcrOCO	20.20	-102.33	P	0	9	146.1	4.3	195.2	-43.2	325.4	75.1
mcnSJU	21.22	-102.32	M	0	9	170.6	4.0	8.6	29.0	21.3	80.0
qcnPAR	19.50	-102.26	1943	0	13	2.0	41.3	131.7	76.9	-	-
qcnAGU	19.38	-102.24	(0.55±0.06) Ma (6)	7	2	30.1	8.5	10.3	31.5	359.6	79.9
QcrCG	20.26	-102.09	(1.60±0.10) Ma (5)	4	4	225.0	3.3	171.9	-43.1	202.2	81.1
qcnTZAR	19.35	-102.07	Q	0	11	330.0	2.5	3.8	44.4	284.7	82.4
pcrPEN	20.07	-101.97	P	0	8	184.0	4.1	203.2	-36.0	344.3	68.2
pcnBRI	19.93	-101.75	(1.97±0.23) Ma (6)	0	8	1.2	108.6	29.5	62.8	-	-
pcnBDI	19.97	-101.73	(2.16±0.20) Ma (7)	1	7	102.0	4.9	19.8	77.6	268.8	42.0
qcrEST	19.54	-101.61	Q	0	8	148.9	4.6	175.9	-45.6	232.5	81.6
qcrROD	19.59	-101.58	(0.54±0.07) Ma (7)	10	0	46.4	6.5	189.1	-43.2	313.3	79.9
qcrCSA	19.63	-101.44	(0.87±0.05) Ma (5)	1	7	291.3	2.9	179.0	-23.1	85.9	82.3
pcrHUA	19.88	-101.42	(2.90±0.12) Ma (10)	0	9	448.9	2.4	187.5	-38.4	333.3	82.8
pcrSOL	20.10	-101.20	(2.80±0.20) Ma (9)	0	9	329.7	2.8	198.3	-50.9	310.1	70.0
mcrCAN	19.73	-101.16	(7.81±0.60) Ma (10)	9	0	129.6	4.1	156.1	-57.8	216.1	62.1
mcrORD	20.70	-101.12	M	0	9	267.6	3.2	179.5	-43.1	253.0	85.6
pcnGUA	20.37	-100.79	(3.80±0.40) Ma (9)	0	11	86.2	4.9	0.9	36.3	2.5	89.1
mcrAZU	19.76	-100.69	(5.90±0.40) Ma (12)	8	1	43.2	7.1	178.1	-56.2	254.1	72.9
pcnPSA	20.00	-100.60	(3.40±0.10) Ma (11)	2	7	117.8	4.3	326.8	50.5	196.8	58.2
pcnVIR	20.00	-100.57	(4.50±0.10) Ma (11)	4	2	52.3	7.9	356.6	39.6	208.0	86.0
pcnELD	19.63	-100.48	(4.30±0.40) Ma (10)	8	0	138.9	4.2	354.7	22.9	113.8	80.8
qcnCOP	19.29	-100.35	(1.50±0.30) Ma (8)	0	8	399.9	2.8	357.2	20.9	97.7	81.1
qcnSOM	19.31	-100.35	Q	0	10	556.8	2.0	348.0	46.5	209.5	76.1
qcnSM	19.38	-100.34	(1.60±0.30) Ma (8)	0	10	204.7	3.4	28.1	42.2	333.7	63.5
qcnAHOR	19.36	-100.32	(0.67±0.07) Ma (8)	8	0	291.3	2.9	313.0	19.4	165.0	43.7

Tabla 4.1: **Sitio:** 1ª letra: edad (m=Mioceno, p=Plioceno, q=Cuaternario); 2ª: sector (c=Central, o=Occidental); 3ª: polaridad (n=normal, r=invertida); resto: nomenclatura original). **Slat, Slong:** coordenadas del sitio. **Edad:** obtenida por correlación geológica (M, P, Q, como 1ª letra de "sitio") o por dataciones isotópicas (*), ver "Referencias". **NP/NL:** número de muestras (dirección obtenida por análisis de círculos máximos / direcciones lineales). **k, a₉₅:** parámetros de precisión y semiángulo de confianza al 95% (Fisher, 1953). **Dec, Inc:** dirección (declinación e inclinación) media del sitio. **PLong, Plat:** longitud y latitud del VGP correspondiente.

(*) **“Referencias” de Edad:**

- (1) Gastil, R. G., Krummenacher, D., and Minch, J., 1979, The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California: Geological Society of America Bulletin, v. 90, p. 839-857.
- (2) Nieto-Obregon, J., Delgado-Argote, L., and Damon, P. E., 1981, Relaciones petrológicas y geocronológicas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico en Nayarit, Jalisco y Zacatecas: Asociación Ingenieros Mineros, Metalúrgicos y Geólogos de México, Memoria Técnica, v. XIV, p. 327-361.
- (3) Delgado G. H., 1992. Geology of the Chapala rift. Ph.D. dissertation, Tohoku University, Fac. of Science, 283 p.
- (4) Rosas J.E., Urrutia-Fucugauchi J., and Maciel R.F., 1989. Geología del extremo oriental del Graben de Chapala; breve discusión sobre su edad: zonas geotérmicas Ixtlán de Los Hervores-Los Negritos, Mexico. Geotermia - Rev. Mexicana Geoenergía, v. 5, p. 3-18.
- (5) Nixon G. T., A. Demant, R. L. Armstrong and J. E. Harakal, 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Geofis. Int., Special Vol. on MVB- Part 3A, 26-1, 109-158.
- (6) Delgado G. H., Urrutia-Fucugauchi J., Hasenaka T., and Ban M., 1995. Southwestward volcanic migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma. Geofísica Internacional, 34, 341-352. (15) Aumento F. and Gutierrez N. A., 1980. Geocronología de Los Azufres, Michoacan. Comisión Federal de Electricidad, Gerencia Proyectos Geotermoelectricos, Open file Report 5/80, 15 p.
- (7) Ban M., Hasenaka T., Delgado-Granados H. and Takaoka N., 1992. K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico. Geofísica Internacional, 31, 467-475.
- (8) CFE 1992 (Comisión Federal de Electricidad de México)
- (9) Ferrari L., Garduño V. H., Pasquarè G. and Tibaldi A., 1991. Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relations with regional tectonics. J. Volc. Geotherm. Res., 47, 129-148.
- (10) Pasquarè, G., Ferrari, L., Garduño, V. H., Tibaldi, A., and Vezzoli, L., 1991, Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacán, Mexico: Geological Society of America, Map and Chart Series, MCH 072, 1 sheet, 21p. text.
- (11) Pradal E. and C. Robin, 1994. Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 63, 201-215
- (12) Aumento F. and Gutierrez N. A., 1980. Geocronología de Los Azufres, Michoacán. Comisión Federal de Electricidad, Gerencia Proyectos Geotermoelectricos, Open file Report 5/80, 15 p.

Tabla 4.I (continuación): (*) Referencias de las dataciones isotópicas (K/Ar y Ar/Ar) correspondientes a las edades asignadas a los sitios volcánicos muestreados. (En “Data Repository, Compilation of ages of magmatic rocks in central Mexico”, recopilación de Ferrari et al., 1999)

4.2 RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS.

4.2.1: NRM Y MAGNETISMO DE ROCAS

Los estudios previos en rocas volcánicas en el sector Oriental ya habían puesto de manifiesto que la Magnetización Remanente Natural (NRM) inicial de muestras del mismo sitio presentaba una fuerte dispersión, indicadora de remagnetizaciones secundarias (generalmente IRMs inducidas por la caída de rayos, y algunos casos de alteración hidrotermal) que pueden dificultar el aislamiento de la componente característica (ChRM) de los sitios. En la *figura 4.4* puede observarse esta dispersión de la NRM inicial (a) en el histograma de las direcciones de la NRM inicial de todos los sitios frente al estimador del parámetro de precisión de la distribución de *Fisher (1953)*, k , que era menor que 10 en el 80% de los casos (k es nulo para una distribución aleatoria); y (b) en la proyección de igual área del conjunto de todos los especímenes; cuyos sitios no presentaron en general un patrón aleatorio, pero sí muy disperso, aunque puede intuirse la existencia de ambos tipos de polaridades.

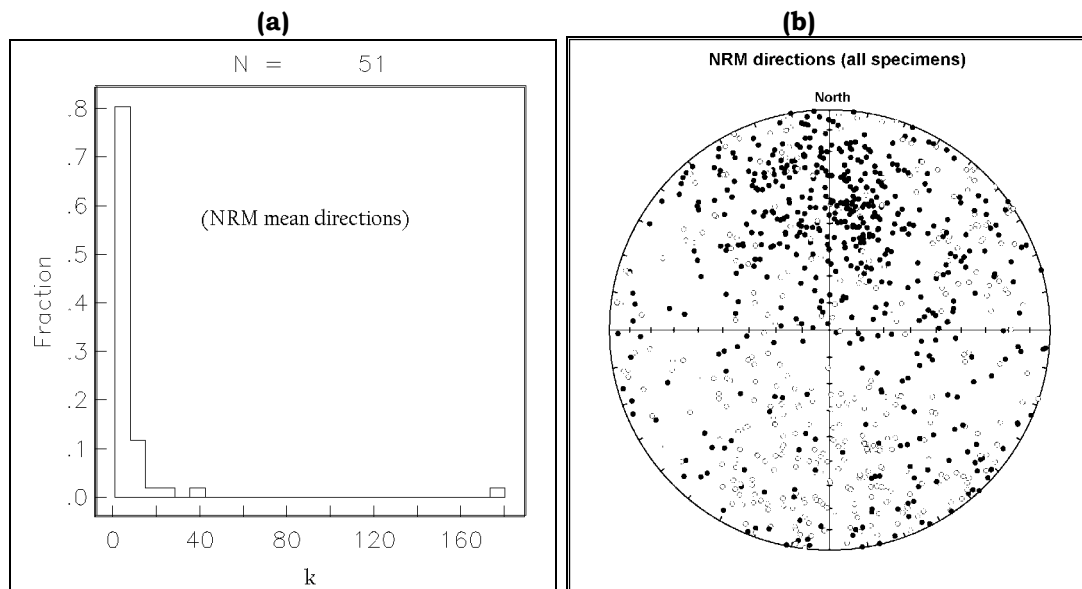


Figura 4.4: (a): Histograma del parámetro de precisión k (Fisher, 1953) de las direcciones de la NRM inicial de todos los sitios estudiados. ; (b): Proyección de igual área de las direcciones de la NRM inicial de los especímenes de todos los sitios estudiados.

La intensidad de la NRM inicial de las muestras oscila entre 10^{-2} y 10^2 A/m. Su histograma desviado hacia altas intensidades, junto a algunos valores

anómalamente altos de la razón de Koenigsberger ($Q_n > 10$) (*figura 4.5a*), advierten de la presencia de algunas muestras intensamente remagnetizadas por corrientes eléctricas, en concordancia con la anómala dispersión que a veces presentan incluso entre especímenes de la misma muestra. Sin embargo, el análisis de la razón REM (proporción de la NRM frente a la IRM inducida en el laboratorio) en muestras representativas de las utilizadas para el cálculo de las direcciones características en cada sitio, indica que las intensidades de la NRM y la IRM correlacionan razonablemente bien para la mayoría de los sitios, excepto para algunas muestras correspondientes a los sitios afectados globalmente por la caída de rayos, con un porcentaje de la NRM mayor que el 10% de la IRM (*figura 4.5b*).

La *tabla 4.II* refleja los resultados de los parámetros de histéresis medidos a temperatura ambiente en muestras representativas de cada sitio volcánico, en un aparato AGFM “Micromag” del laboratorio del Instituto de Geofísica de la Ciudad de México, en campos hasta de 1.2 T. La magnetización remanente de saturación J_{rs} , la magnetización de saturación, J_s y la fuerza coercitiva H_c , fueron calculadas después de la corrección por la contribución paramagnética de las muestras. La coercitividad de la remanencia se determinó saturando las muestras y aplicando campos opuestos progresivamente crecientes. Los ciclos de histéresis fueron generalmente simétricos (*figura 4.6 b,c*), y sólo en algún caso con forma de “cintura de avispa” (*figura 4.6a*), lo que indica la presencia de fases ferrimagnéticas de diferentes coercitividades en algunas muestras o combinación de granos monodominio (SD) y granos superparamagnéticos (SP). Los parámetros de histéresis se han representado en el Digrama de Day (que representa las razones H_{cr}/H_c frente a M_r/M_s ; *Day et al, 1977*). Este diagrama de las muestras analizadas representativas de cada sitio se muestra frente a su susceptibilidad (*figura 4.7a*), comprendida en el rango de 10^{-2} a 10^{-3} (S.I.), propio de las rocas ígneas. Los datos de los parámetros de histéresis de este estudio sugieren que los portadores magnéticos de las muestras son en su mayoría magnetitas y titanomagnetitas de bajo contenido en titanio, que se encuentran en el rango de los granos pseudo-modominio (PSD), lo que es habitual (ver *figura 4.7b*; *Dunlop, 2002*) en muestras que contienen una población de granos magnéticos que es mezcla de granos multidominio (MD) y monodominio (SD). La muestra con ciclo de histéresis en forma de “cintura de avispa” de la *figura 4.6a* cae en el dominio SD+SP (*figura 4.7b*).

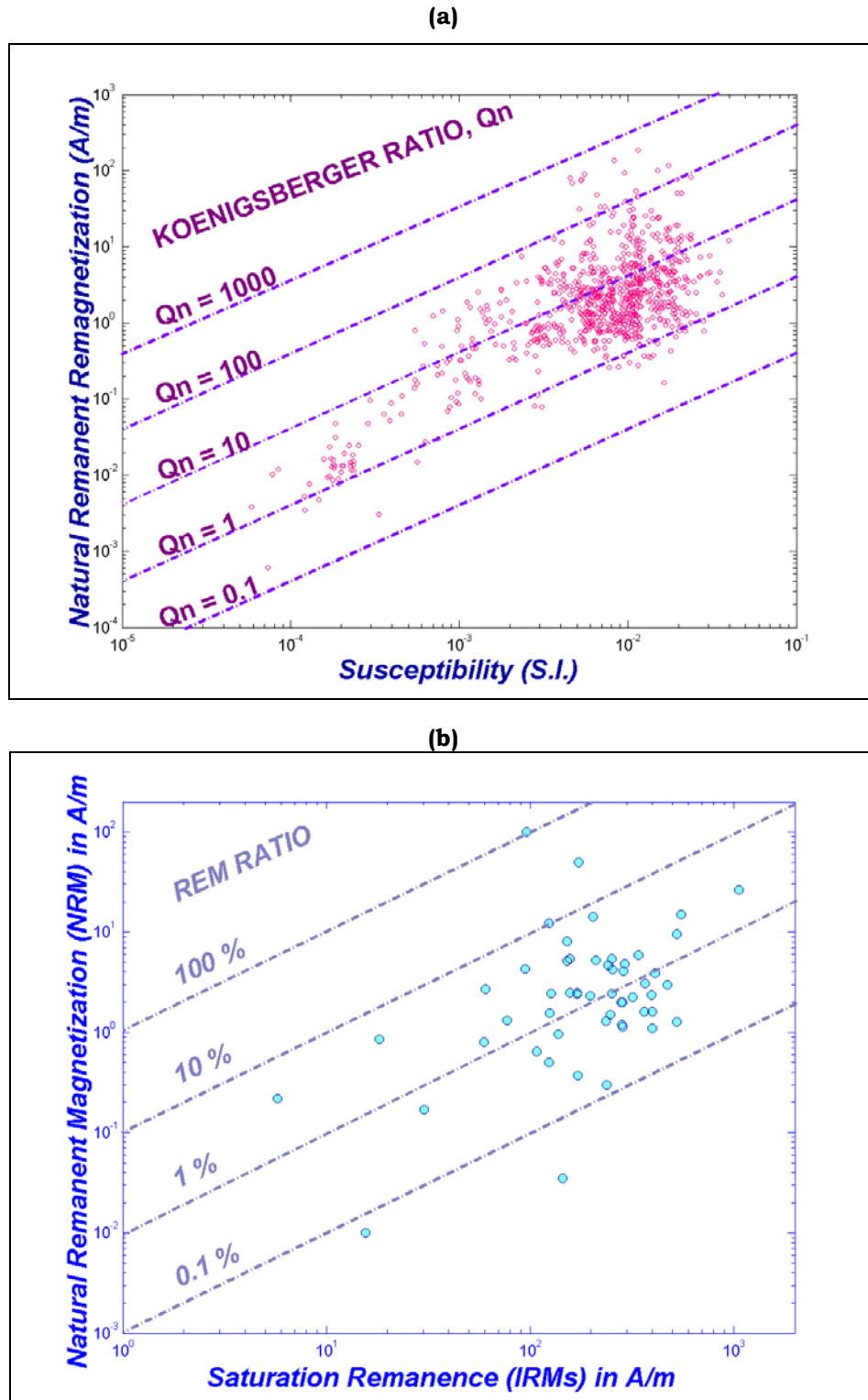


Figura 4.5: **(a):** Magnetización Remanente Natural (NRM) inicial frente a la susceptibilidad magnética (χ). Valores de la razón de Koenigsberger ($Q_n = 4\pi \text{ NRM} / 500 \chi$) de $Q_n > 10$ indican la presencia de IRMs en las muestras debida a la caída de rayos. **(b):** Magnetización Remanente Natural (NRM) inicial frente a la Magnetización Remanente Isotérmica de Saturación (SIRMs), indicando los porcentajes de NRM / SIRMs (razón REM).

Sitio	n°	J _{nm} (A/m)	H _{cr} (mT)	M _r (μ Am ²)	H _c (mT)	M _s (μ Am ²)	M _r /M _s	H _{cr} /H _c	χ (S.I.)
PAR	05	49.72	50.7	1.93	41.4	3.71	0.524	1.22	0.0021
ROD	03	5.91	35.6	3.81	18.7	23.0	0.177	1.90	0.012
AGU	06	100.76	23.4	1.07	9.96	11.3	0.111	2.35	0.015
CSA	01	4.24	46.8	2.84	28.5	8.71	0.336	1.64	0.00416
COP	09	2.44	22.4	1.42	8.63	17.7	0.090	2.60	0.0136
CG	05	5.4	24.6	2.81	17.0	10.1	0.281	1.45	0.00646
SM	03	0.96	35.9	1.54	20.2	6.8	0.201	1.78	0.0039
TEQ	08	4.7	28.3	2.71	17.1	10.9	0.269	1.65	0.00708
EST	09	2.7	13.5	0.674	7.13	5.04	0.137	1.89	0.0119
SOM	04	2.39	15.6	1.90	7.79	17.3	0.113	2.00	0.0054
AHOR	01	8.14	35.8	1.70	19.9	6.78	0.253	1.80	0.00555
TZAR	03	1.55	15.0	1.39	8.61	8.34	0.173	1.74	0.00638
PEN	03	4.87	31.0	3.26	13.3	22.8	0.150	2.33	0.0107
TRO	03	1.5	16.6	2.78	11.3	16.1	0.160	1.47	0.00831
OCO	01	4.1	12.2	3.22	7.91	16.7	0.179	1.54	0.0135
PLA	09	2.45	41.5	2.81	18.0	17.7	0.165	2.31	0.01
LIB	10	0.8	28.0	0.661	10	9.19	0.083	2.80	0.0055
JOL	05	2.5	11.3	1.90	4.89	19.6	0.074	2.31	0.0223
PAL	03	2	27.4	3.18	14.3	18.4	0.181	1.92	0.0086
JAL	05	3.1	37.7	4.11	19.3	23.5	0.184	1.95	0.0116
IXT	09	4.3	10.1	1.06	4.45	21.7	0.071	2.27	0.028
SJG	02	2	24.4	3.14	10.8	25.6	0.123	2.26	0.018
FER	05	1.1	35.0	4.43	19.6	23.2	0.193	1.79	0.011
ZAP	03	0.37	19.2	1.92	8.36	16.1	0.115	2.30	0.0125
BRI	06	2.5	14.1	1.76	7.13	17.7	0.103	1.98	0.00822
BDI	07	1.3	27.4	2.64	13.8	16.4	0.168	1.99	0.0119
CHA	08	0.5	40.3	1.38	24.2	4.88	0.284	1.67	0.003
CAL	09	15	33.0	6.14	21.0	20.9	0.296	1.57	0.01
CAL	06	1.14	32.0	3.17	16.6	19.0	0.173	1.93	0.009
SOL	12	5.15	26.5	1.69	10.4	16.0	0.104	2.55	0.018
HUA	04	14.4	22.4	2.27	11.3	11.6	0.187	1.98	0.014
PAJ	02	0.3	83.8	2.66	46.6	8.65	0.318	1.80	0.0029
PAJ	10	5.3	20.7	2.36	16.6	5.20	0.398	1.25	0.0024
PSA	08	0.85	146	0.203	41.0	0.553	0.385	3.56	0.00098
GUA	02	26.5	42.1	11.8	36.2	24.1	0.419	1.16	0.014
ELD	07	5.46	33.6	1.76	16.9	15.8	0.176	1.99	0.00608
TRA	07	3.9	22.3	4.59	9.46	43.5	0.106	2.36	0.03
VIR	02	12.2	26.6	1.38	11.3	13.1	0.113	2.35	0.006
LN	02	2.33	32.4	2.20	16.4	13.0	0.176	1.98	0.0107
AZU	05	1.2	25.7	3.15	12.7	18.7	0.178	2.02	0.0157
CAN	04	0.01	33.5	0.174	17.2	0.658	0.224	1.95	0.0002
HIG	07	0.22	22.2	0.0642	11.9	0.345	0.205	1.87	0.000792
SF	01	0.035	10.7	1.62	5.91	13.8	0.126	1.81	0.0003
BAJ	05	0.65	37.1	1.20	21.8	5.21	0.240	1.70	0.003
ARE	03	1.27	51.8	5.88	31.9	19.4	0.319	1.62	0.00945
FIN	07	2.25	38.5	3.58	23.1	13.7	0.271	1.67	0.007
TEP	02	9.5	28.0	5.86	18.4	19.8	0.303	1.52	0.019
PEP	01	1.6	51.8	4.44	33.3	14.7	0.299	1.56	0.0085
PEV	02	2.35	70.2	4.41	45.5	11.5	0.393	1.54	0.008
SMA	09	1.6	26.5	4.05	15.4	22.8	0.184	1.72	0.0015
JALO	05	1.33	24.3	0.861	12.4	6.23	0.144	1.96	0.00533
SJU	08	3.0	18.1	5.26	13.4	18.4	0.265	1.35	0.008
ORD	03	0.17	33.0	0.338	15.8	1.86	0.197	2.09	0.00112

Tabla 4.II: Parámetros de los ciclos de histéresis, intensidad de la NRM inicial y susceptibilidad de muestras representativas de los sitios estudiados. **Sitio, n°:** sitio y número de la muestra de la que se aportan los parámetros; **J_{nm}:** Magnetización remanente natural; **H_{cr}:** Coercitividad de la remanencia; **M_r:** Magnetización de la remanencia; **H_c:** Coercitividad; **M_s:** Magnetización de saturación; χ : Susceptibilidad magnética.

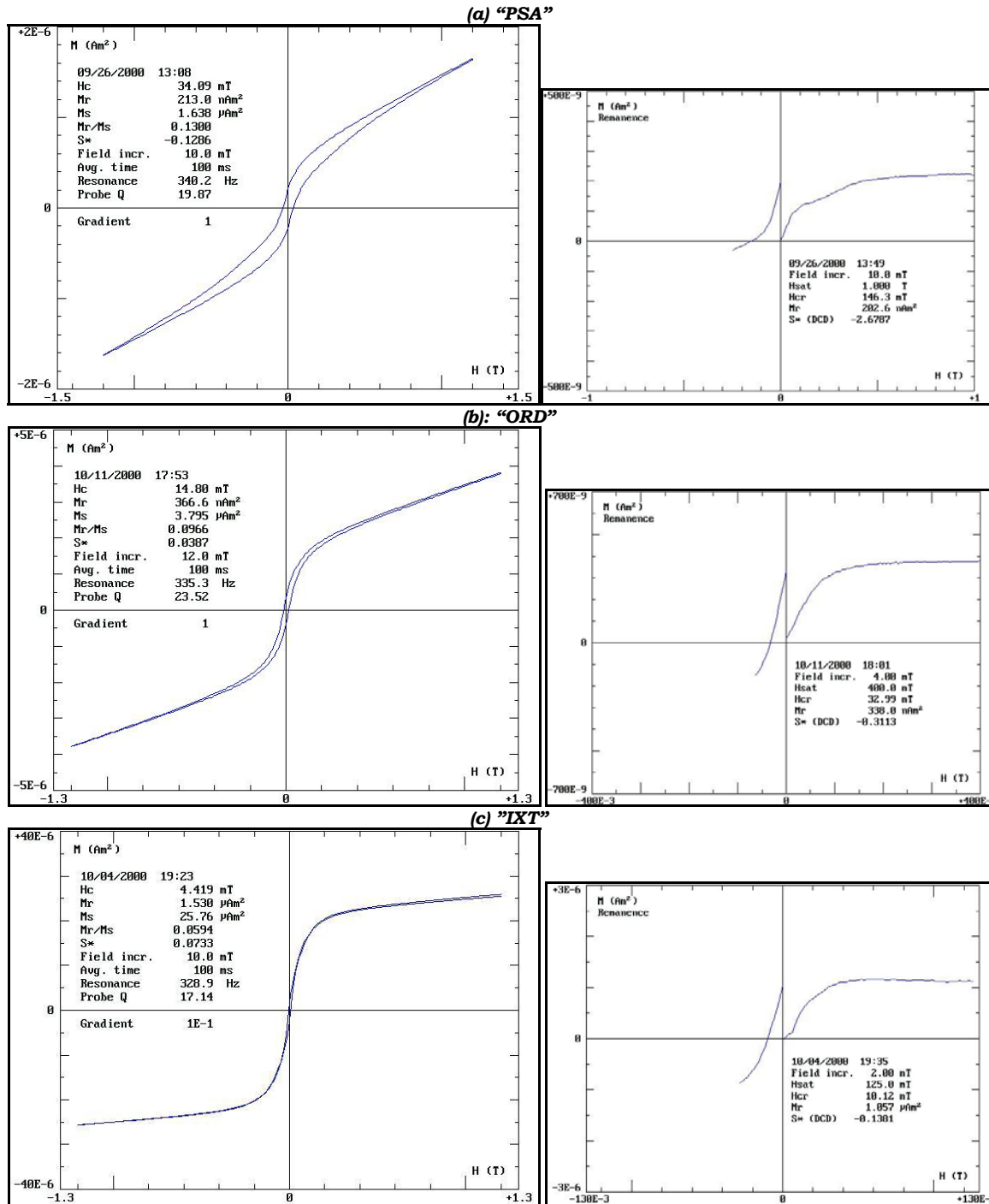


Figura 4.6: Ciclos de histéresis antes de la corrección por la contribución paramagnética (*izquierda*); seguidos de experimentos para determinar la coercitividad de la remanencia saturando las muestras y aplicando campos opuestos progresivamente crecientes (*derecha*). Los tres ejemplos corresponden a muestras con comportamientos diferentes: **(a)**: ciclo con forma de cintura de avispa indicando la presencia de fases ferrimagnéticas de diferentes coercitividades o combinación de granos SD y granos SP; **(b)**: ciclo con forma representativa de las muestras de este estudio; **(c)**: ciclo, que pasa casi por el origen en ambos sentidos, de una muestra de baja coercitividad y un valor muy bajo del cociente Mr/Ms ; cuya escasa remanencia resultó estar completamente reimanada por IRMs provocadas por la caída de rayos.

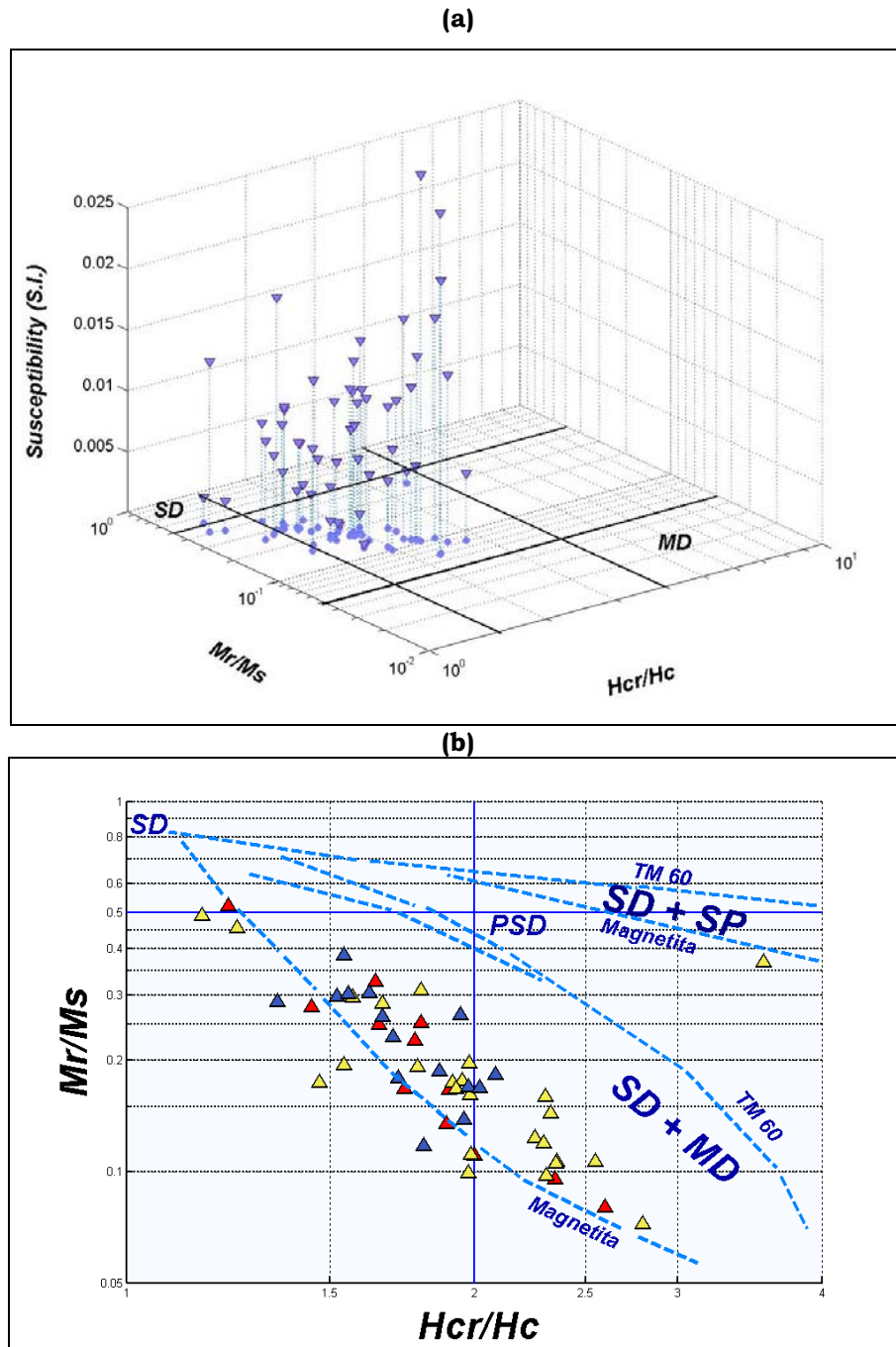


Figura 4.7: Diagrama de Day (Day et al., 1977) de los sitios estudiados de los sectores central y occidental del TMVB, según su edad: Cuaternario (rojos); Plioceno (amarillos); Mioceno Superior (azules). Parámetros de histéresis: **Mr**: Magnetización de la remanencia; **Ms**: Magnetización de saturación; **Hcr**: Coercitividad de la remanencia; **Hc**: Coercitividad; **SD**: monodominio ; **PSD**: Pseudo-monodominio; **MD**: Multidominio. **(a)**: frente a la susceptibilidad magnética. **(b)**: comparados con las curvas teóricas (Dunlop, 2002) de la magnetita y de la titanomagnetita TM60 para mezclas de granos monodominio y multidominio (**SD+MD**) y para mezclas de granos monodominio y superparamagnéticos (**SD + SP**).

Se han realizado también experimentos de adquisición progresiva de IRM en tres ejes perpendiculares (en cada uno hasta campos máximos de 0.12, 0.40, y 2.00 T) y la desimanación térmica de estas imanaciones remanentes (*figura 4.8*) para la identificación de los minerales portadores de la imanación al comparar sus espectros de desbloqueo y de coercitividad (*Lowrie, 1990*).

La desimanación de 3 componentes de la IRM confirma que en todos los sitios la fase dominante es de baja coercitividad, pues la componente más intensa en todos los casos es la correspondiente a 0.12 T. Su desimanación térmica presenta en general una disminución gradual de la magnetización con una clara caída alrededor de 550°C que sugiere que la componente característica es probablemente titanomagnetita con bajo contenido en titanio. Excepción a este comportamiento es el de algunos de los sitios, en los que o bien la forma lineal de la caída de esta componente (*figura 4.8d*) sugiere la presencia de granos inestables (de hecho este sitio, ver también figura no ha proporcionado una dirección agrupada), o bien se aprecia una caída a una temperatura de desbloqueo menor (unos 350°, *figuras 4.8 e,g*) que sugiere la presencia de titanomagnetitas ligeramente maghemitizadas (p.ej., la *figura 4.8e* corresponde a un sitio localizado en una campo geotérmico que muy probablemente está afectado de una oxidación producida por alteración hidrotermal). La fase de coercitividad media es relevante en varios sitios (*figuras 4.8 b,c,g,h*), sin embargo presentan una máxima temperatura de desbloqueo coincidente con la fase de 0.12 T; lo que sugiere que la fase mineral identificada antes presenta un espectro de coercitividades amplio pero dentro de un rango de baja coercitividad. La contribución de la componente de alta coercitividad (2T) es despreciable en la mayor parte de los casos. Cuando es relevante (*figura 4.8g*), la curva muestra una clara caída con una temperatura máxima de desbloqueo del orden de 650°C, lo que sugiere la presencia, como portador de la magnetización, de una fase de titanomagnetita de bajo contenido en titanio ligeramente maghemitizada y/o una fase de titanohematites.

Por tanto puede concluirse de los distintos experimentos de magnetismo de rocas que, en general, los minerales responsables de las magnetizaciones son probablemente titanomagnetitas pobres en Ti, que en algunos casos quizá estén maghemitizadas o comparten fases con titanohematites.

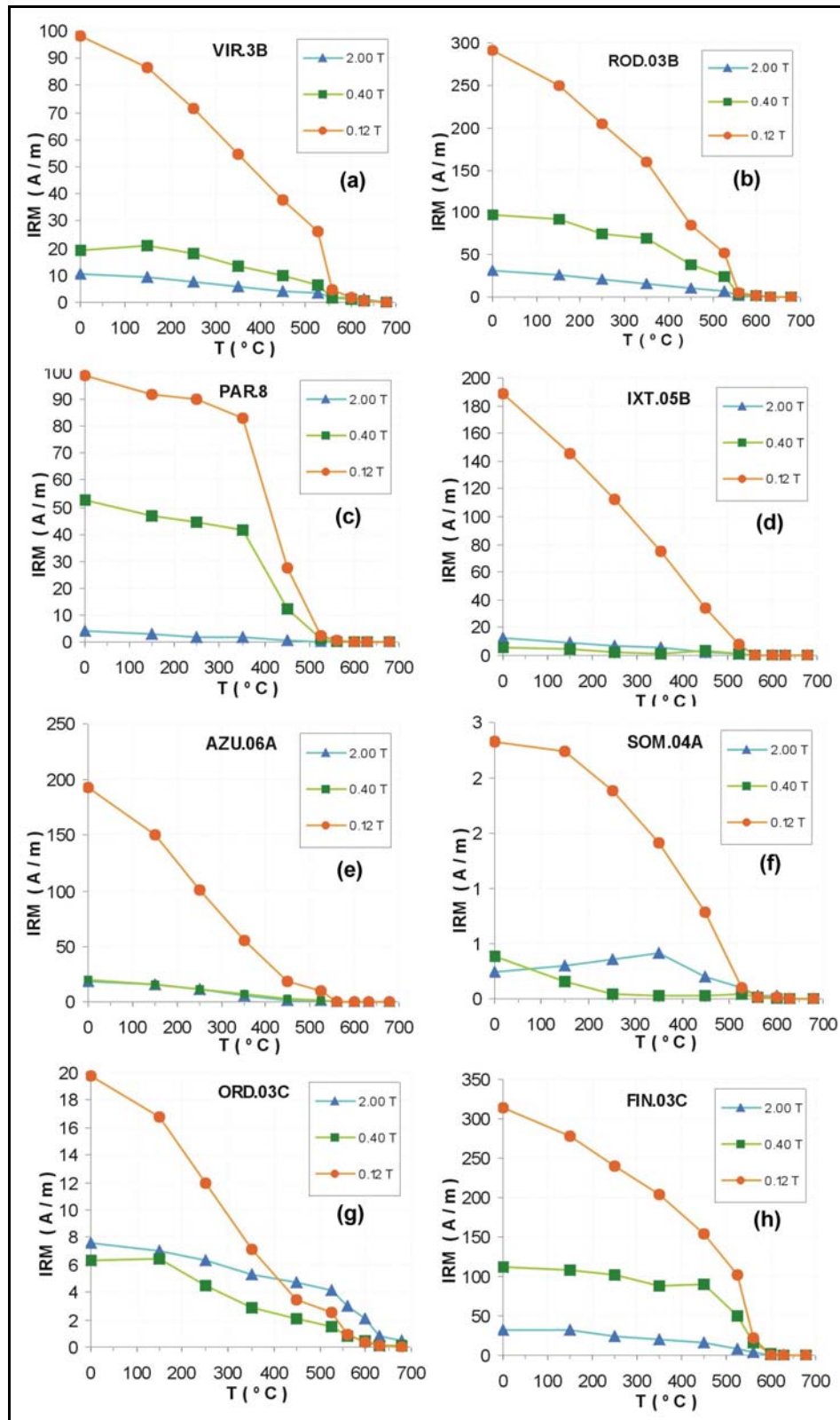


Figura 4.8: Desimanación térmica de la Magnetización Remanente Isotérmica (IRM) adquirida en tres ejes ortogonales (hasta campos máximos de 0.12, 0.40, y 2.00 T) en muestras con comportamientos representativos de la mineralogía magnética de los sitios estudiados.

Se han encontrado tres tipos de sitios atendiendo a su comportamiento durante los distintos tipos de desmagnetización de la NRM, y también de la desmagnetización térmica de la IRM en tres ejes perpendiculares.

(**“Tipo i”**): En 22 de los 51 sitios totales, la dirección de la NRM inicial está relativamente agrupada (*fig 4.9*). Estos sitios tienen generalmente sólo una componente, o en algunos casos una componente secundaria (viscosa, asociada al campo actual) que se elimina en los primeros pasos de la desmagnetización progresiva. La estabilidad de los granos portadores de la remanencia, con una fase magnética o a veces dos distintas pero con la misma dirección (*figuras 4.8 f,g,h*), permite el aislamiento de la componente característica (ChRM) y el cálculo de las direcciones características por regresión lineal (“NL” en la *tabla 4.1*) de la componente principal (PCA, *Kirschvink, 1980*), bien sea por un método u otro de limpieza magnética (*figura 4.9*).

(**“Tipo ii”**): Otro tipo de sitios (25 de 51), está caracterizado por una NRM en ocasiones muy dispersa asociada a magnetizaciones secundarias (generalmente IRMs inducidas por la caída de rayos en sitios con granos estables como los de las *figuras 4.8 a,b*; y en algunos casos provocadas por alteración hidrotermal en sitios como el de la *figura 4.8e*). La componente original de este tipo de sitios logra determinarse utilizando el análisis de círculos máximos (“NP” en la *tabla 4.1*), en ocasiones combinados con direcciones lineales (*McFadden & McElhinny, 1988*), utilizando la desimanación por campos alternos (AF) decrecientes (*figura 4.10*).

(**“Tipo iii”**): En el último tipo de sitios (4 de 51) la desimanación, bien sea térmica o por AF, no logra el agrupamiento de las direcciones ni la obtención de dirección alguna. En la *figura 4.11* se aprecia, en la proyección de igual área, los distintos tipos de desmagnetizaciones del sitio “PAR”, representativo de los sitios cuyos VGP’s no han podido ser calculados (ver *tabla 4.1*). La reimanación total de la única fase magnética de estos sitios está generalmente producido por la caída de rayos; un efecto probable dada la baja coercitividad de éstos (*figuras 4.8 c,d*) y los altos valores de la intensidad de la NRM inicial (hasta de 300 A/m). En otro sitio, sin valores anómalamente altos de la intensidad de la NRM inicial, pero que también resultó inservible para su uso paleomagnético ya que incluso la hipótesis nula de aleatoriedad total (*Watson, 1956*) no podía ser rechazada al 95%, la inestabilidad de la remanencia se debe a sus “malas” propiedades

magnéticas (obsérvense, en la *tabla 4.II*, los bajos valores de J_{nrm} y H_{cr} del sitio “SF”).

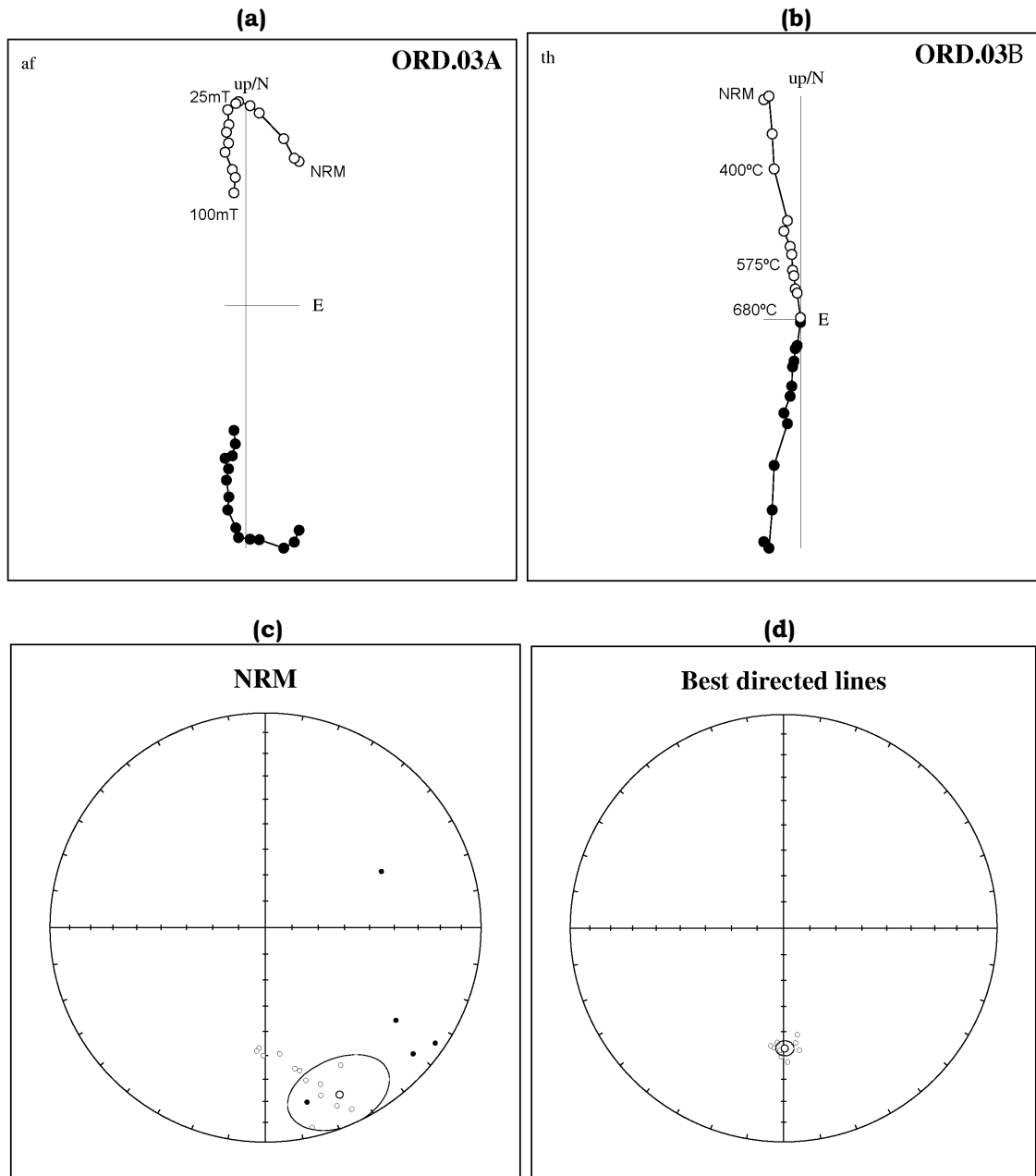


Fig. 4.9: Sitio representativo del “Tipo (i)”. (a), (b): diagramas de Zijderveld (1967) de la desmagnetización por campos alternos decrecientes y térmica, respectivamente de dos especímenes “piloto” de la misma muestra; (c): direcciones de la NRM inicial de sus muestras, en proyección de igual área, y dirección media con su círculo al 95% de confianza (Fisher, 1953); (d): direcciones de la componente característica de sus muestras tras la desmagnetización progresiva, y dirección media resultante con su círculo al 95% de confianza (Fisher, 1953) calculada por regresión lineal (PCA, Kirschvink, 1988).

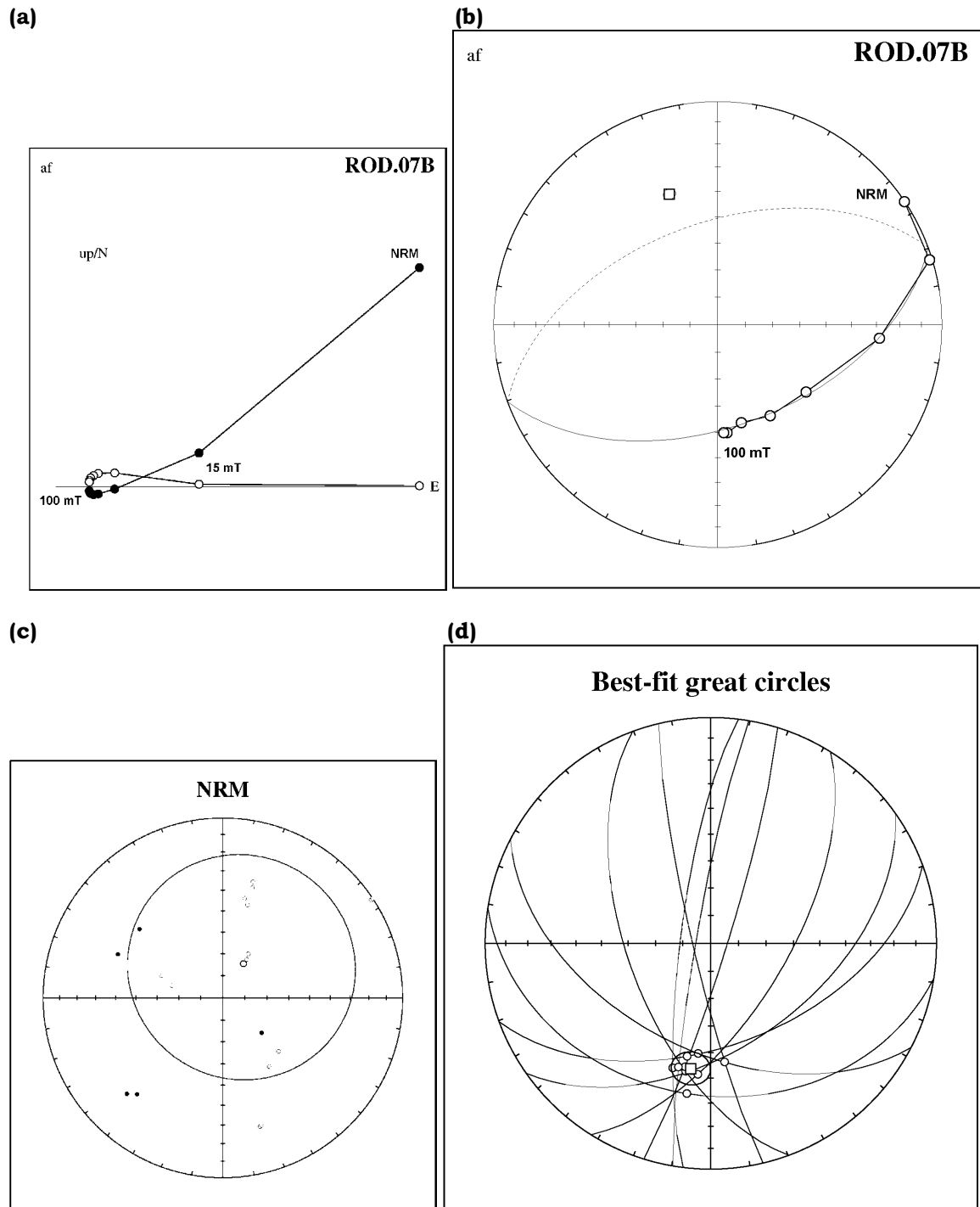


Fig. 4.10: Sitio representativo del “**Tipo (ii)**”. **(a):** diagrama de Zijderveld (1967) de la desmagnetización por campos alternos decrecientes de una muestra representativa. **(b):** proyección de igual área de la desimanación por AF de (a), en la que se observa el círculo de reimanación que describe; **(c):** direcciones de la NRM inicial de sus muestras, en proyección de igual área, y dirección media con su círculo al 95% de confianza (Fisher, 1953); **(d):** direcciones de la componente característica de sus muestras tras la desmagnetización progresiva, y dirección media resultante con su círculo al 95% de confianza (Fisher, 1953) calculada por análisis de círculos máximos (McFadden & McElhinny, 1988).

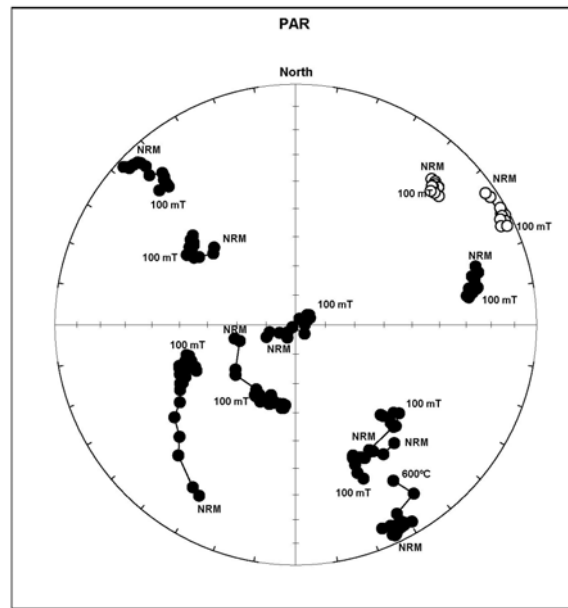


Fig. 4.11: Sitio representativo del “**Tipo (iii)**” del que se observan las trayectorias de desmagnetización progresiva total de sus muestras (térmica y por AF) en la proyección de igual área, sin que se logre reducir la dispersión de la NRM inicial.

Después de haber realizado los experimentos de magnetismo de rocas, los procesos de desmagnetización y tras el aislamiento de las direcciones características (ChRMs) de las muestras y el análisis de sus direcciones, el histograma del parámetro de precisión k (Fisher, 1953) de las direcciones medias de los sitios (figura 4.12a) es bien distinto tras el análisis paleomagnético (del orden hasta de centenas) del de las direcciones de sus NRM's iniciales (figura 4.4a). Sin embargo, todavía muestra cómo la desimanación completa de algunos de los sitios muestreados, los 4 del “tipo (iii)”, no condujo a ningún agrupamiento de la dirección final: los parámetros estadísticos de Fisher (1953) de las direcciones medias de estos sitios (ver tabla 4.I) tienen valores de α_{95} (entre 30° y 108°) y k (entre 0.8 y 1.2); por lo que no se han calculados sus VGPs ni se han considerado en el análisis paleomagnético de este estudio.

La figura 4.12b presenta las direcciones medias de los sitios de “tipo (i) y (ii)”, junto a los círculos de confianza al 95% (Fisher, 1953) que se reflejan en la tabla 4.I. Si se compara con la figura 4.4b, se puede comprobar que la dispersión causada por las magnetizaciones secundarias se ha eliminado satisfactoriamente, y que las direcciones obtenidas son de calidad, y válidas para fines tectónicos, con valores de α_{95} menores de 10° y valores de k mayores que 21 (ver tabla 4.I).

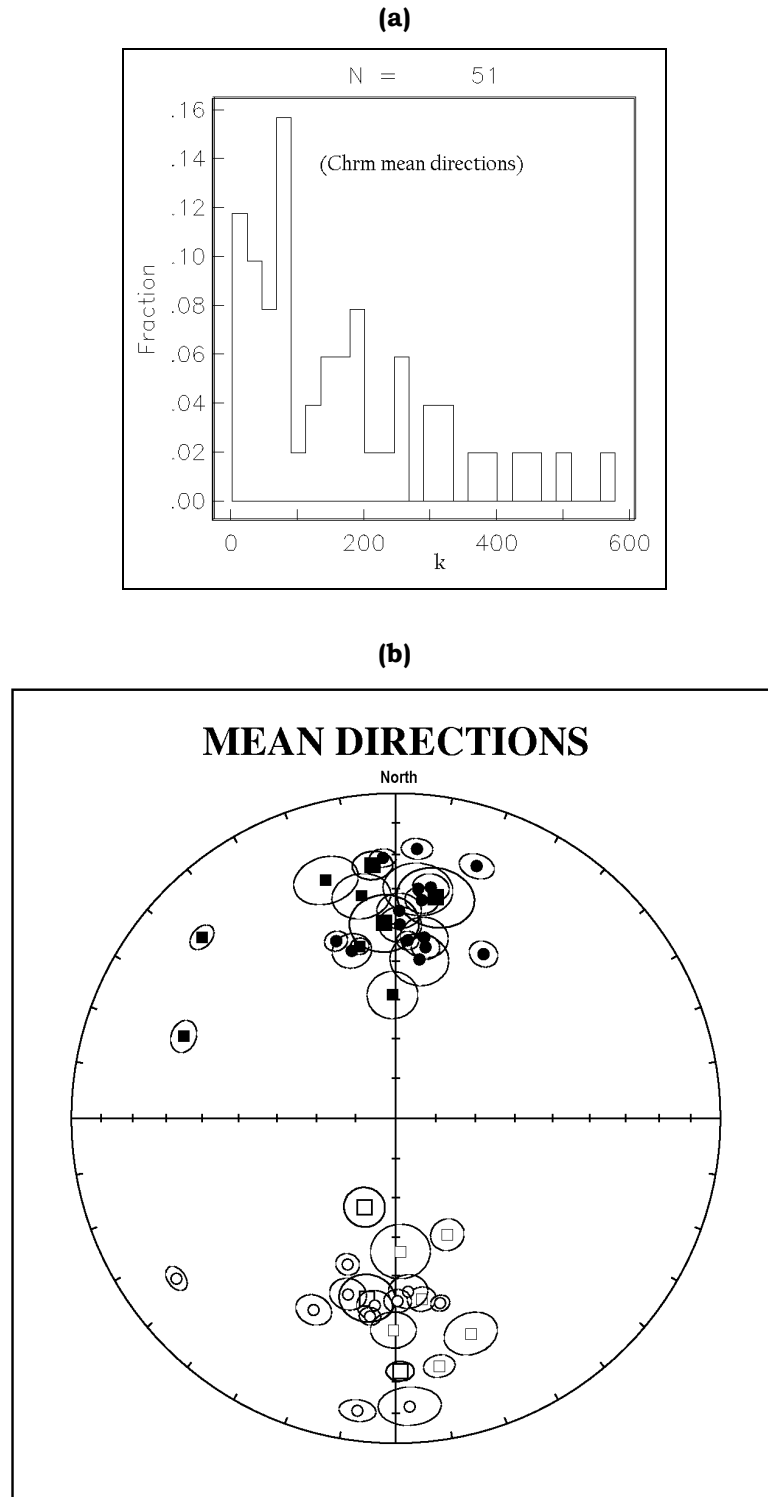


Fig. 4.12: (a): Histograma del parámetro de precisión k (Fisher, 1953) de las direcciones características alcanzadas tras la desmagnetización progresiva y el análisis estadístico de las direcciones de todos los sitios.

(b): Proyección de igual área con las direcciones medias de las direcciones características de los sitios de “**Tipo (i)**” (direcciones medias con círculos) y “**Tipo (ii)**” (direcciones medias con cuadrados), con sus círculos al 95% de confianza (Fisher, 1953).

4.3 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.

Para el análisis tectónico de los sectores Occidental y Central del TMVB, se han reorganizado las direcciones y los polos geomagnéticos virtuales (VGPs) de los 47 sitios de “Tipo 1” y “Tipo 2” en los siguientes grupos de edades: Cuaternario, Plioceno, y Mioceno Superior. Por último, se combinarán el Mioceno-Plioceno, como se discutirá posteriormente (*tabla 4.IV*), debido a lo similar de sus direcciones y resultados.

Cada agrupación se ha subdividido en poblaciones de polaridad normal e invertida para realizar tests estadísticos de inversión (*McFadden & McElhinny, 1990*) que comprueben que se haya promediado la Variación Secular, y también si dos direcciones son estadísticamente indistinguibles al 95% de confianza. Para conocer si tiene sentido comparar entre sí las distintas poblaciones, se ha analizado el carácter fisheriano o no-fisheriano de cada grupo de direcciones o de VGPs. En cada agrupamiento, las *figuras 4.13, 4.14, 4.15, y 4.16* muestran los sitios rechazados, las direcciones medias y polos paleomagnéticos del conjunto de sitios válidos para su análisis tectónicos con sus círculos de confianza, comparados con las direcciones esperadas y los polos paleomagnéticos de referencia para las épocas correspondientes. Los resultados paleomagnéticos se detallan en la *tabla 4.IV*.

De los 47 sitios, se han excluido 4 para el análisis tectónico (1 del Cuaternario, 1 del Plioceno, y 2 del Mioceno Superior), todos ellos con paleolatitudes menores de 44° (ver *tabla 4.I*), y con distancias angulares, con respecto a la media de las direcciones (o los polos) resultantes, mayores que los diferentes ángulos de corte usados en la metodología paleomagnética (p.ej., *McFadden, 1980*). Estos sitios se rechazarían incluso utilizando los criterios menos restrictivos como los que consideran un ángulos de corte fijo de unos 40° o 45°. El resto de 43 sitios se ha utilizado sin ningún otro filtro para no truncar a priori cualquier distribución que pudiera estar afectada por perturbaciones tectónicas.

De los 43 sitios totales, 35 se localizan en el sector Central del TMVB y 8 en el sector Occidental, pero se analizarán juntos en la consideración tectónica habiéndose comprobado previamente que (i) los 8 sitios del sector Occidental, siendo escasos para el análisis paleomagnético, no proporcionan direcciones medias distintas a las del sector Central; (ii) el análisis conjunto incluyendo los 8 sitios del sector Occidental (1 del Cuaternario, 7 del Plioceno, y 1 del Mioceno

Superior) no alteran los resultados que se obtienen analizando el sector Central de forma independiente.

Para evaluar la existencia de rotaciones corticales en estos sectores se han utilizado (para las épocas correspondientes) los polos de referencia de Norte América de Besse y Courtillot (2002). Estos polos para Norte América están elaborados a partir de la Curva de Deriva Polar Aparente (APWP) “sintética” para los últimos 200 Ma. Esta curva, que resulta de integrar las APWPs de los continentes y los modelos cinemáticos de los océanos, puede ser luego transferida al continente deseado. Existe una curva centrada en intervalos de 5 Ma con una ventana temporal de 10 Ma, y otra centrada en intervalos de 10 Ma con una ventana de 20 Ma (tabla 4.III).

Ventana de 10 Ma					Ventana de 20 Ma				
Ventana (edad)	N	Plat	Plong	A ₉₅	Ventana (edad)	N	Plat	Plong	A ₉₅
0 (2.1)	25	86.5	180.7	3.0	0 (3.1)	30	86.1	174.8	2.6
5 (3.1)	30	86.1	174.8	2.6	10 (8.3)	54	85.0	168.1	2.0
10 (11.9)	21	84.6	164.4	3.1	20 (18.9)	38	83.3	164.2	2.7
15 (14.8)	24	83.6	163.0	3.2	30 (29.5)	23	81.5	169.2	3.8

Tabla 4.III: Curvas de deriva polar aparente (Ventanas de 10 y 20 Ma) para Norte América de Besse & Courtillot (2002). **Ventana (edad):** centro de la ventana y edad media de los sitios que la forman, en Ma; **N:** n° de sitios de la ventana; **Plat, Plong, A₉₅** : latitud y longitud del polo con el semiángulo de confianza al 95% (Fisher, 1953).

Estos polos de referencia difieren del utilizado en los trabajos realizados previamente en el sector Oriental, al ser éste un trabajo más reciente que el realizado en los capítulos anteriores. Las implicaciones de considerar distintos polos de referencia se discutirá más adelante en el capítulo 5. Los polos de los sitios del Cuaternario (<1.8 Ma) se han comparado con el eje de rotación terrestre. Los de los sitios del Plioceno (5.0-1.8 Ma) se han comparado con el de la edad media de 3.1 Ma (el mismo polo se comparte en las curvas con ventana de 10 Ma y de 20 Ma; ver tabla 4.III, en negrita). Para la comparación de los polos del Mioceno se ha usado el centrado en 11.9 Ma (ventana de 10 Ma). Éste polo es estadísticamente indistinguible del centrado en 8.9 Ma (ventana de 20 Ma), que es el que se ha usado para la comparación del agrupamiento Plioceno-Mioceno (ver tabla 4.III, en negrita). En la tabla 4.IV se detallan, con respecto a estos polos de referencia, los parámetros de rotación y aplanamiento de la inclinación calculados.

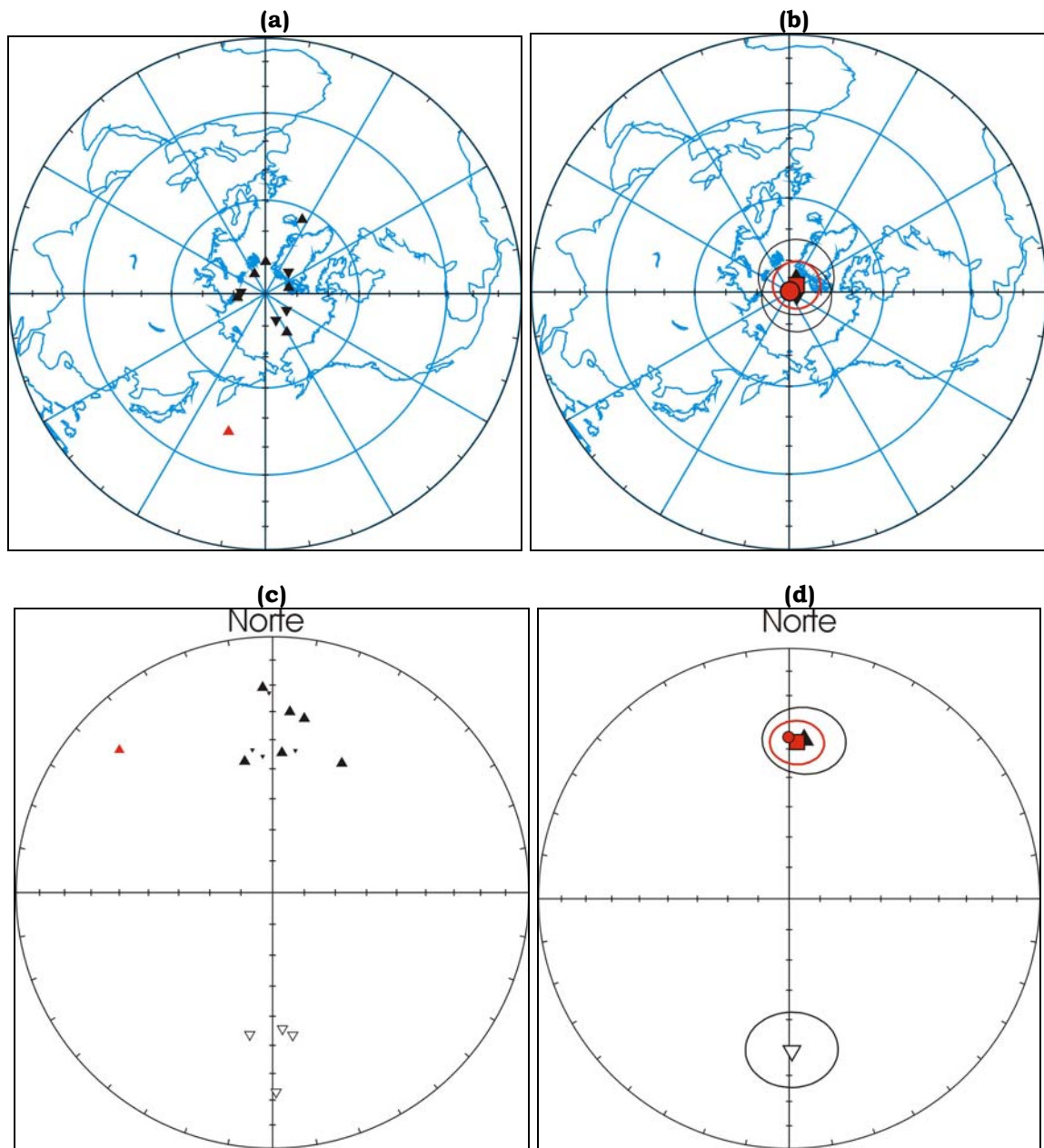


Fig. 4.13: Direcciones paleomagnéticas de los sitios del **Cuaternario** de los sectores Occidental y Central del TMVB (**triángulos hacia arriba:** polaridad normal; **triángulos hacia abajo:** polaridad invertida). **(a):** Polos geomagnéticos virtuales (VGPs) analizados (**en negro**) y rechazados (**en rojo**); **(b):** Polos paleomagnéticos del Cuaternario (**cuadrado**, con su **círculo** de confianza al 95%, **en rojo**) y de sus poblaciones de polaridad normal e invertida (**triángulos**, con sus **círculos** de confianza al 95%, **en negro**), comparados con el polo de referencia de rotación terrestre (**círculo rojo**); **(c):** proyección de igual área con la declinación e inclinación de las direcciones analizadas (**en negro**) y rechazadas (**en rojo**), y de las direcciones de la población invertida (triángulos huecos, hacia abajo) representadas antipodalmente (triángulos pequeños y sólidos, hacia abajo) para el análisis de la dirección media total; **(d):** Declinación e inclinación media del Cuaternario (**cuadrado**, con su **círculo** de confianza al 95%, **en rojo**) y de sus poblaciones de polaridad normal e invertida (**triángulos**, con sus **círculos** de confianza al 95%, **en negro**), comparados con la dirección esperada (**círculo rojo**) para el polo de referencia.

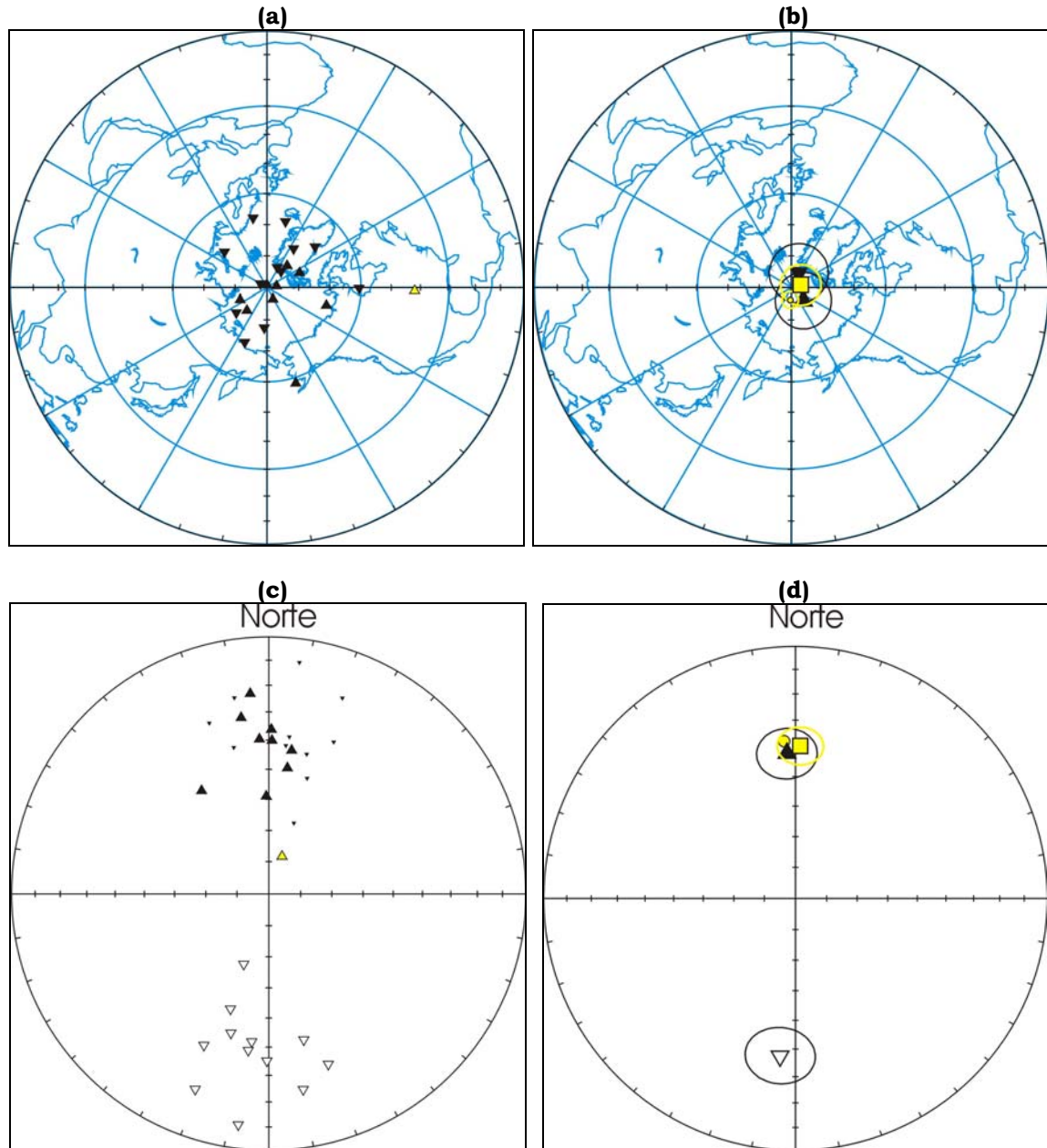


Fig. 4.14: Direcciones paleomagnéticas de los sitios del **Plioceno** de los sectores Occidental y Central del TMVB (**triángulos hacia arriba:** polaridad normal; **triángulos hacia abajo:** polaridad invertida): **(a):** Polos geomagnéticos virtuales (VGPs) analizados (**en negro**) y rechazados (**en amarillo**); **(b):** Polos paleomagnéticos del Cuaternario (**cuadrado**, con su **círculo** de confianza al 95%, en **amarillo**) y de sus poblaciones de polaridad normal e invertida (**triángulos**, con sus **círculos** de confianza al 95%, en **negro**), comparados con el polo de referencia (Besse & Courtillot, 2002) de Norte América (**círculo amarillo**); **(c):** proyección de igual área con la declinación e inclinación de las direcciones analizadas (**en negro**) y rechazadas (**en amarillo**), y de las direcciones de la población invertida (triángulos huecos, hacia abajo) representadas antipodalmente (triángulos pequeños y sólidos, hacia abajo) para el análisis de la dirección media total; **(d):** Declinación e inclinación media del Cuaternario (**cuadrado**, con su **círculo** de confianza al 95%, en **amarillo**) y de sus poblaciones de polaridad normal e invertida (**triángulos**, con sus **círculos** de confianza al 95%, en **negro**), comparados con la dirección esperada (**círculo amarillo**) para el polo de referencia.

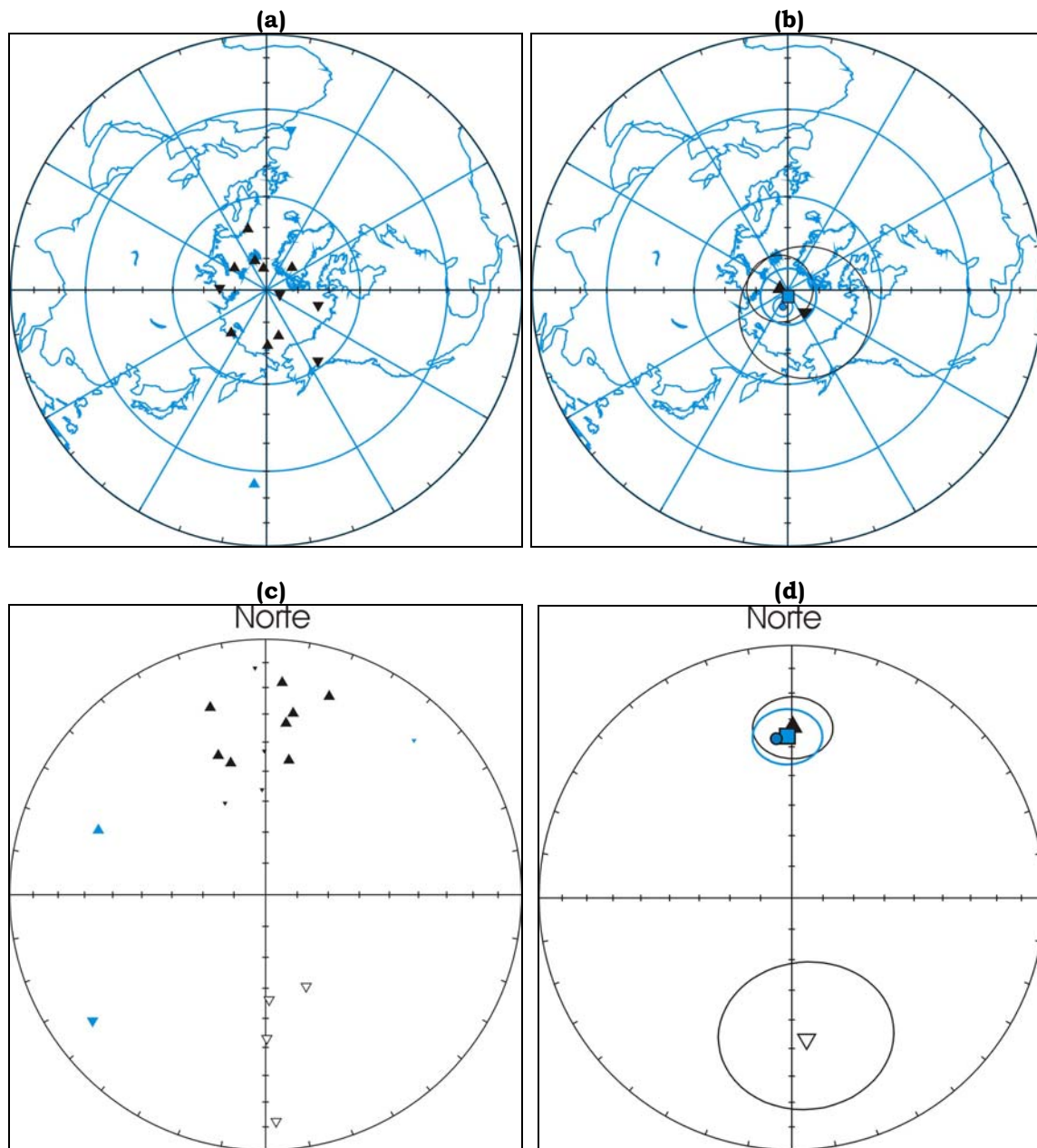


Fig. 4.15: Direcciones paleomagnéticas de los sitios del **Mioceno** de los sectores Occidental y Central del TMVB (**triángulos hacia arriba:** polaridad normal; **triángulos hacia abajo:** polaridad invertida): **(a):** Polos geomagnéticos virtuales (VGPs) analizados (**en negro**) y rechazados (**en azul**); **(b):** Polos paleomagnéticos del Mioceno (**cuadrado**, con su **círculo** de confianza al 95%, **en azul**) y de sus poblaciones de polaridad normal e invertida (**triángulos**, con sus **círculos** de confianza al 95%, **en negro**), comparados con el polo de referencia (Besse & Courtillot, 2002) de Norte América (**círculo azul**); **(c):** proyección de igual área con la declinación e inclinación de las direcciones analizadas (**en negro**) y rechazadas (**en azul**), y de las direcciones de la población invertida (triángulos huecos, hacia abajo) representadas antipodalmente (triángulos pequeños y sólidos, hacia abajo) para el análisis de la dirección media total; **(d):** Declinación e inclinación media del Cuaternario (**cuadrado**, con su **círculo** de confianza al 95%, **en azul**) y de sus poblaciones de polaridad normal e invertida (**triángulos**, con sus **círculos** de confianza al 95%, **en negro**), comparados con la dirección esperada (**círculo azul**) para el polo de referencia.

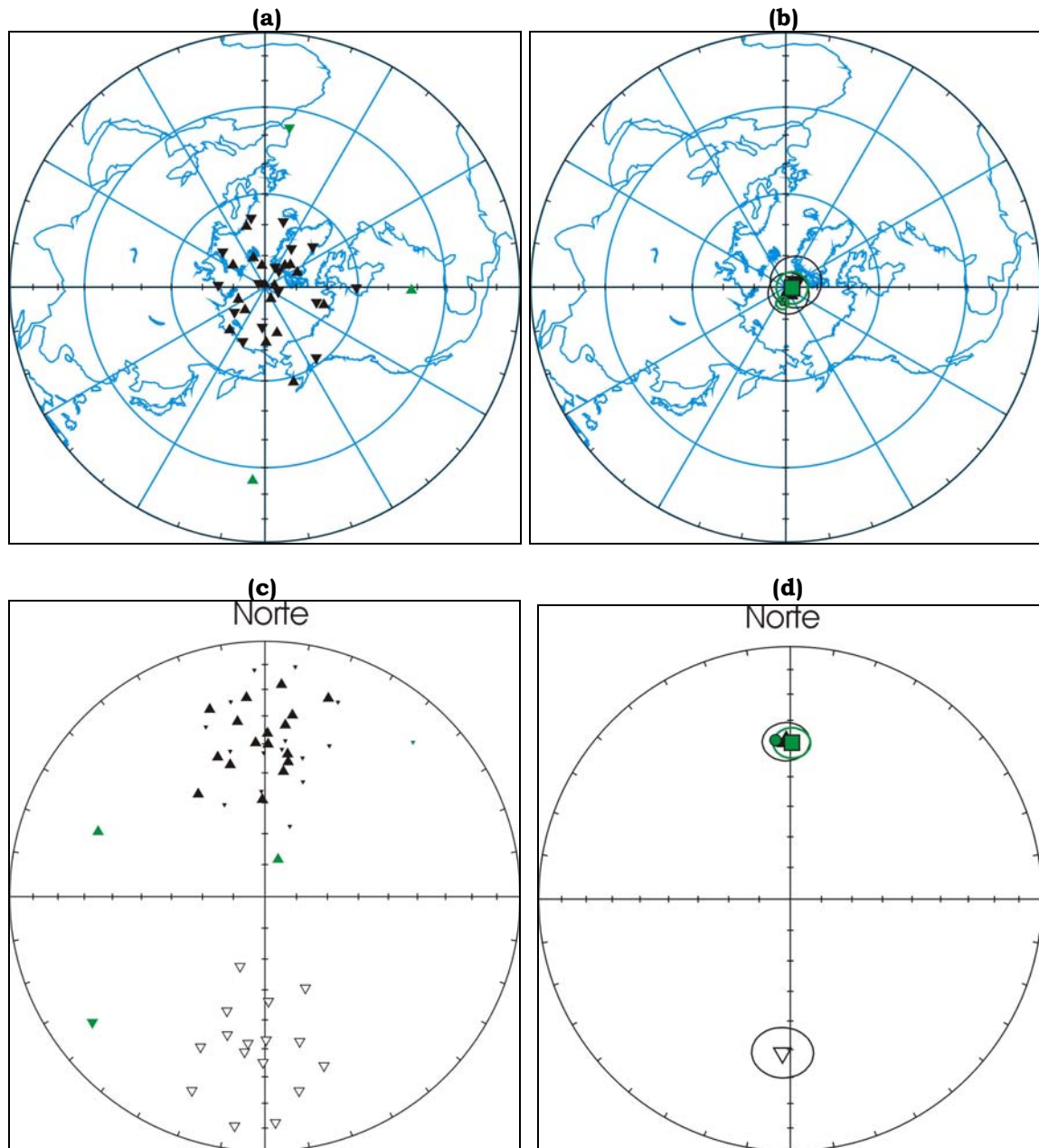


Fig. 4.16: Direcciones paleomagnéticas de los sitios del **Plioceno-Mioceno** de los sectores Occidental y Central del TMVB (**triángulos hacia arriba:** polaridad normal; **triángulos hacia abajo:** polaridad invertida): **(a)** Polos geomagnéticos virtuales (VGPs) analizados (**en negro**) y rechazados (**en verde**); **(b)** Polos paleomagnéticos del Plioceno-Mioceno (**cuadrado**, con su **círculo** de confianza al 95%, **en verde**) y de sus poblaciones de polaridad normal e invertida (**triángulos**, con sus **círculos** de confianza al 95%, **en negro**), comparados con el polo de referencia (Besse & Courtillot, 2002) de Norte América (**círculo verde**); **(c)** proyección de igual área con la declinación e inclinación de las direcciones analizadas (**en negro**) y rechazadas (**en verde**), y de las direcciones de la población invertida (triángulos huecos, hacia abajo) representadas antipodalmente (triángulos pequeños y sólidos, hacia abajo) para el análisis de la dirección media total; **(d)** Declinación e inclinación media del Cuaternario (**cuadrado**, con su **círculo** de confianza al 95%, **en verde**) y de sus poblaciones de polaridad normal e invertida (**triángulos**, con sus **círculos** de confianza al 95%, **en negro**), comparados con la dirección esperada (**círculo verde**) para el polo de referencia.

Edad	N	Dec	Inc	k	α_{95}	r_{sum}	Plong	Plat	K	A_{95}	R_{sum}
Q	10	2.9	37.5	38.4	7.9	9.766	314.0	86.7	42.9	7.5	9.790
Q (N)	6	5.4	36.5	31.5	12.1	5.841	334.6	84.7	32.6	11.9	5.847
Q (R)	4	179.0	-39.0	46.8	13.6	3.936	238.7	87.1	70.8	11.0	3.958
P	21	1.8	39.3	23.4	6.7	20.145	285.7	86.8	25.9	6.4	20.227
P (N)	9	356.6	41.8	34.3	8.9	8.767	223.7	84.4	34.9	8.8	8.771
P (R)	12	185.6	-37.1	19.3	10.1	11.431	332.1	84.8	22.7	9.3	11.515
M	12	358.5	36.2	19.9	10.0	11.446	186.2	88.0	24.9	8.9	11.558
M (N)	8	0.3	32.8	24.9	11.3	7.719	77.3	87.5	28.6	10.5	7.756
M (R)	4	174.0	-42.9	13.4	26.1	3.776	218.7	81.0	20.1	21.0	3.851
MP	33	0.6	38.2	22.4	5.4	31.573	265.5	88.0	26.0	5.0	31.767
MP (N)	17	358.5	37.6	28.1	6.9	16.430	205.5	87.9	31.2	6.5	16.487
MP (R)	16	182.9	-38.7	17.8	9.0	15.159	297.8	86.3	21.5	8.1	15.302

Tabla 4.IV: Resultados paleomagnéticos de las agrupaciones representadas en las figuras 4.13, 4.14, 4.15 y 4.16. **Q:** Cuaternario; **P:** Plioceno; **M:** Mioceno; **MP:** Mioceno-Plioceno; **(N):** población de polaridad normal; **(R):** población de polaridad invertida; **N:** n° de sitios; **Dec, Inc:** dirección media observada (declinación e inclinación); **k, α_{95} , r_{sum} :** parámetros de precisión, semiángulo de confianza al 95%, y vector resultante de la estadística de Fisher (Fisher, 1953) relativa a la dirección media observada; **Plat, Plong :** latitud y longitud del polo paleomagnético; **K, A_{95} , R_{sum} :** parámetros de precisión, semiángulo de confianza al 95%, y vector resultante de la estadística de Fisher (Fisher, 1953) relativa al polo paleomagnético;

Las distribuciones tanto de direcciones como de VGPs de las distintas agrupaciones (figuras 4.13-16, tabla 4.IV) son todas fisherianas (cuando se rechazan los 4 sitios anteriormente comentados, con latitudes de sus VGP menores de 44°). La única excepción es la de las direcciones correspondientes al Plioceno (no así sus VGPs, que sí son fisherianos). Esto se debe quizá a que este agrupamiento es el más extendido de todos, al estar representado casi continuamente en longitud desde México D.F. hasta el Pacífico (ver figura 4.3). Por ello, al realizar los tests de inversión de las distintas agrupaciones estarán referidos a las distribuciones, siempre fisherianas, de VGPs.

En estos tests de inversión se analiza en cada caso la población de polaridad normal, la de polaridad invertida, y la población total resultante. Igualmente se aplican a dos poblaciones cualesquiera para conocer si puede rechazarse que compartan la misma dirección media común. El test propuesto por *McFadden & McElhinny, (1990)* mide la distancia angular entre las dos poblaciones, γ_0 , (si son de distinta polaridad, considerando las direcciones o polos antipodales de una de ellas); y también el valor crítico (γ_c) que permite rechazar la hipótesis de que las dos poblaciones compartan (al 95% de confianza) la misma dirección: si $\gamma_0 > \gamma_c$, el test es “negativo” y las poblaciones no son parte de la misma distribución, pero

si $\gamma_o < \gamma_c$, el test es “positivo” y no puede rechazarse al 95% de confianza que compartan la misma dirección media. Estos autores introducen una clasificación que “mide” la calidad de los tests positivos en función del valor de γ_c (de más a menos): positivo de tipo “A” (“Ra”: $\gamma_c \leq 5^\circ$), “B” (“Rb”: $5^\circ < \gamma_c \leq 10^\circ$), “C” (“Rc”: $10^\circ < \gamma_c \leq 20^\circ$) o “Indeterminado” (“Ro”: $\gamma_c > 20^\circ$).

Los resultados del test de inversión para los diferentes agrupamientos, realizados en función de su edad en los sectores Occidental y Central unidos, son siempre positivos y la variación de su calidad, dadas sus direcciones altamente antipodales (ver *tabla 4.IV*), está asociada al número de datos totales disponibles en cada uno de ellos, que varía la amplitud de los círculos de confianza al 95% de probabilidad:

Cuaternario: test de inversión positivo C (“Rc”): $\gamma_o = 5.54^\circ < \gamma_c = 18.25^\circ$.

Plioceno: test de inversión positivo C (“Rc”): $\gamma_o = 8.82^\circ < \gamma_c = 12.7^\circ$.

Mioceno: test de inversión indeterminado (“Ro”): $\gamma_o = 11.19^\circ < \gamma_c = 32.05^\circ$. (En este agrupamiento, dado que sólo se cuenta con 4 sitios de polaridad invertida, se ha utilizado el test usando “simulación” con la asunción de una precisión común (McFadden, 1990).

Mioceno-Plioceno: test de inversión positivo C (“Rc”): $\gamma_o = 4.27^\circ < \gamma_c = 10.10^\circ$.

Aunque las diferentes divisiones en agrupamientos disminuyen el número de sitios en cada uno de ellos afectando a la calidad de los tests de inversión, el resultado positivo de todos ellos confirma que las direcciones características de los sitios han sido adecuadamente aisladas y que se ha promediado la Variación Secular.

Posteriormente se han comparado las direcciones medias observadas (D_o , I_o) en cada agrupamiento con las direcciones esperadas (D_e , I_e) para los polos de referencia respectivos. Esto permite calcular, con propósitos tectónicos, los parámetros de rotación **$R = D_o - D_e$** (sobre ejes verticales, para la declinación) y el aplanamiento de la inclinación **$F = I_e - I_o$** (relacionado con movimientos latitudinales o basculamientos sobre ejes verticales), así como sus respectivos errores asociados (Demarest, 1983). Los resultados se resumen en la *tabla 4.V*.

En todos los casos el valor del aplanamiento de la inclinación, F, es menor que 2° , y menor que su error, por lo que la inclinación de los diferentes

agrupamientos del TMVB coincide con la inclinación esperada para el dipolo geocéntrico axial (Cuaternario) y para Norte América estable (Mioceno Superior-Plioceno).

Los valores de las rotaciones, R , son siempre de sentido horario y pequeños ($< 6^\circ$), pero en todos los casos menores –o del orden- de los errores asociados a estas rotaciones.

Los sectores Central y Occidental se han analizado de forma conjunta debido a que, analizando estos sectores de forma separada, se obtienen idénticos resultados en las características de las mismas agrupaciones por edades reorganizadas en cada uno de los sectores (VGPs fisherianos, tests de inversión positivos) y en los valores obtenidos para los parámetros de rotación y aplanamiento de la inclinación (pequeños y del orden de los errores asociados).

Se resumen en la *tabla 4.V* los resultados para las épocas Mioceno Superior-Plioceno para el sector Occidental (test de inversión positivo indeterminado: “Ro”, con $\gamma_0=10.9^\circ < \gamma_c=21.5^\circ$) y para el sector Central (test de inversión positivo “C”: “Rc”, con $\gamma_0=4.8^\circ < \gamma_c=12.1^\circ$); idénticos a los obtenidos en el análisis de estos sectores en conjunto.

Este estudio: Sectores Occidental y Central del TMVB						Polos de referencia (eje y Besse & Courtillot, 2002)				Dirección esperada		Rotación (en D) y aplanamiento (I)	
Ed.	SLat	Slong	N	Do	Io	Ed.	Plat	Plong	A ₉₅	De	Ie	R ± ΔR	F ± ΔF
Q	19.7	-101.7	10	2.9	37.5	0	90	0	--	0	35.6	2.9±8.0	-1.9±6.3
P	20.5	-102.9	21	1.8	39.3	3.1	68.1	174.8	2.6	355.9	37.5	5.9±7.3	-1.8±6.1
M	20.7	-102.5	12	358.5	36.2	11.9	84.6	164.4	3.1	354.3	36.5	4.2±10.2	0.3±8.5
MP	20.6	-102.7	33	0.6	38.2	8.3	85.0	168.1	2.0	354.7	36.9	5.9±5.8	-1.3±4.9

Este estudio: Sector Occidental del TMVB						Polos de referencia (eje y Besse & Courtillot, 2002)				Dirección esperada		Rotación (en D) y aplanamiento (I)	
Ed.	SLat	Slong	N	Do	Io	Ed.	Plat	Plong	A ₉₅	De	Ie	R±Δ R	F±ΔF
MP	21.2	-104.9	8	0.7	32.2	8.3	85.0	168.1	2.0	354.7	36.7	6.0±11.2	4.5±9.6

Este estudio: Sector Central del TMVB						Polos de referencia (eje y Besse & Courtillot, 2002)				Dirección esperada		Rotación (en D) y aplanamiento (I)	
Ed.	SLat	Slong	N	Do	Io	Ed.	Plat	Plong	A ₉₅	De	Ie	R±Δ R	F±ΔF
MP	20.4	-102.0	25	0.5	40.1	8.3	85.0	168.1	2.0	354.7	36.5	5.8±6.8	-3.6±5.6

Tabla 4.V: Resultados paleomagnéticos de las direcciones medias observadas (**Do**, **Io**) de las distintas agrupaciones (representadas en las figuras 4.13, 4.14, 4.15 y 4.16) comparados con las direcciones esperadas (**De**, **Ie**) para los polos de referencia del eje de rotación terrestre (para **Q**: Cuaternario) y de la curva de deriva polar de Norte América (para **P**: Plioceno; **M**: Mioceno; **MP**: Mioceno-Plioceno); **Ed.:** Edad del agrupamiento/edad media de la ventana del polo de referencia; **Slat**, **Slong**: promedio de la latitud y longitud del agrupamiento; **N**: n° de sitios; **Plat**, **Plong**, **A₉₅** : latitud y longitud del polo paleomagnético (eje y Besse & Courtillot, 2002) con el semiángulo de confianza al 95% (Fisher, 1953); **R±Δ R**, **F±ΔF** : parámetros de rotación para la declinación y aplanamiento de la inclinación, respectivamente, con sus respectivos errores (Demarest, 1983).

Por tanto, los resultados no apoyan las rotaciones antihorarias relativamente grandes previamente publicadas en el TMVB (p. ej, *Alva-Valdivia et al., 2000*), sino que :

- (i) el vulcanismo Cuaternario no ha experimentado rotación alguna ;
- (ii) al igual que en el sector Oriental, no hay tampoco diferencias entre las direcciones paleomagnéticas obtenidas para los volcanes del Mioceno Superior y del Plioceno;
- (iii) los polos obtenidos en el vulcanismo de edad Mioceno Superior a Plioceno coincide con los polos de referencia de BC02 para las mismas ventanas temporales, descartando la existencia de rotaciones a escala regional en estos sectores posteriores al Mioceno Superior-Plioceno.
- (iv) estos resultados apoyan los modelos que sostienen que el TMVB ha sido una zona, desde el Mioceno Superior, afectada por una tectónica predominantemente extensional. El carácter transtensional que puede tener este régimen tectónico no produce rotaciones paleomagnéticamente observables.

Referencias del Capítulo 4:

- Alva-Valdivia, L.M., Goguitchaichvili, A., Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., and Zamorano-Orozco, J.J., 2000. Paleomagnetic data from the Trans-mexican Volcanic Belt: implications for tectonics and volcanic stratigraphy. *Earth Planets Space*, 52, 467-478.
- Bandy, W. L., Hilde, T. W. C., and Yan, C.-Y., 2000. The Rivera-Cocos plate boundary: Implications for Rivera-Cocos relative motion and plate fragmentation: Special Paper - Geological Society of America, v. 334, p. 1-28.
- Bandy, W. L., Kostoglodov, V., Hurtado-Díaz, A., and Mena, M., 1999. Structure of the southern Jalisco subduction zone, Mexico, as inferred from gravity and seismicity: *Geofísica Internacional*, v. 38, p. 127-136.
- Besse, J. and Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the Geometry of the magnetic Field in the last 200 Million Years, *Journal of Geophysical Research*, v. 107, NO. B11, 2300, doi:10.1029/2000JB000050.
- Bodin, P., and Klinger, T., 1986., Coastal uplift and mortality of intertidal organisms caused by the September 1985 earthquakes: *Science*, v. 233, p. 1071-1073.
- Day, R., Fuller, M.D., and Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence. *Phys. Earth Planet. Int.*, 13, 260-266.
- Demarest, H.H. 1983. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *J. Geophys. Res.* 88, 4321-4328.
- Dunlop, J., 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc). 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, no B3, 10.1029/2001JB000486. EPM 4.1-4.22.
- Ferrari, L., Garduño, V., Innocenti, F., Manetti, P., Pasquere, G., Vaggeli, G., 1994 a. Volcanic evolution of Central Mexico: Oligocene to the present. *Geofis. Int.* 33, 91-105.
- Ferrari, L., Lopez-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G. and Carrasco-Núñez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology* **27**, pp. 303-306.
- Fisher, R. A., 1953. Dispersion on a sphere, *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A*, 217, 295-305.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 62, 699-718.
- Kostoglodov, V., and Ponce, L., 1994. Relationship between subduction and seismicity in the Mexican part of the Middle America Trench: *Journal of Geophysical Research*, B, Solid Earth and Planets, v. 99, p. 729-742.
- Langridge, R. M., Weldon, R. J., Moya, J. C., and Suarez, G., 2000. Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadeje Fault; Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of Geophysical Research*, B, Solid Earth and Planets, v. 105, p. 3019-3037.
- Lowrie, W. , 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 159-162.

- McFadden, P.L., 1980. Determination of the angle in a Fisher distribution which will be exceeded with a given probability. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 60, 391-396.
- McFadden, P.L., 1990. A new fold test for palaeomagnetic studies. *Geophys. J. Int.* 103, 163-169.
- McFadden, P.L., y McElhinny, M.W., 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophys. J. Int.* 103, 725-729.
- McFadden, P. L., and McElhinny, M.W., 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87, 161-172
- Melbourne, T., Carmichael, I., DeMets, C., Hudnut, K., Sanchez, O., Stock, J., Suarez, G., and Webb, F., 1997. The geodetic signature of the M8.0 October 9, 1995, Jalisco subduction earthquake: *Geophysical Research Letters*, v. 24, p. 715-718.
- Mercer, L., 2001. WWW page created by Lonnie Mercer (December 13, 2001), in: <http://geologyindy.byu.edu/faculty/rah/tectonics/Student%20Presentations/2001%20Fall/Lonnie%20Mercer/page09.htm>.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., López- Martínez, M., and Farrar, E., 1995. The Aljibes half-graben; active extension at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range Province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 627-641.
- Watson, G.S., 1956. A test of randomness. *Mon. Not. Roy. Astr. Soc.*, 7, 160-161.
- Zijderveld, J.D.A., 1967. AC Demagnetization of rocks: Analysis of results, in *Methods in Paleomagnetism*, edited by D.W. Collinson et al., Elsevier, New York, 1967, 254-286.

CAPÍTULO 5

¿ROTACIONES DE BLOQUES?. **INTEGRACIÓN DE LOS** **RESULTADOS** **PALEOMAGNÉTICOS DE ESTE** **ESTUDIO Y RECOPIRADOS** **(1971-2002) EN EL TMVB.** **IMPLICACIONES TECTÓNICAS.**

5.1: LOS POLOS PALEOMAGNÉTICOS DE REFERENCIA.

En el capítulo 3 se sugería, en el sector Oriental del TMVB, la posibilidad de una pequeña rotación antihoraria, dentro del margen de incertidumbre paleomagnético, que, de existir, parecía tener un sentido consistente dado al régimen de esfuerzos transtensivo sinistral del arco. Pero a la vez se limitaba la cuantía de esta posible rotación, que no apoyaba (en México, a partir del Mioceno Superior) las teorías de modelos de megacizalla (ver capítulo 1), que producen grandes rotaciones sobre ejes verticales.

En este tipo de aseveraciones se debe, por un lado, tener en cuenta la incertidumbre inherente al método paleomagnético (relacionada con errores experimentales de orientación y de medida, con diferentes comportamientos magnéticos de las muestras individuales que conducen a la dirección media de un sitio, etc.), pero también a otro tipo de errores, entre ellos, el que proviene de la dificultad de establecer un polo de referencia a partir de terrenos que no hayan experimentado movimientos o perturbaciones tectónicas con respecto a otro que se considera estable.

El hecho de que los polos de referencia estén sujetos a continuas revisiones puede alterar de manera importante las conclusiones de estudios previos, sobre todo si éstas se basan en diferencias pequeñas con respecto a las direcciones de referencia, como es el caso del estudio de la tectónica del Neógeno en México. En casos como este, para intentar comprender las características de una tectónica a escala regional es necesario, además, que los estudios que se produzcan en la región se refieran a una misma dirección de referencia y que se indique cuál es. Ello permite, como en este caso, poder reinterpretar los datos, según se disponga de mayor información.

En el estudio que se presenta en los capítulos 2 y 3 se usó como polo de referencia una selección de los polos de Norte América de la base de datos de *McElhinny and Lock (1997)*. El criterio de selección fue que los datos no provinieran de zonas de deformación. Este es un problema común a todos los estudios que intentan constreñir rotaciones y movimientos relativos entre terrenos o bloques corticales; y tampoco la elección de los recientes polos de Norte América de la Curva “sintética” de Deriva Polar Aparente de *Besse y Courtillot, (2002)*, está exenta de problemas. Esta curva “sintética” integra 19

datos paleomagnéticos oceánicos, 2 polos obtenidos de estudios de perfiles de anomalías magnéticas oceánicas y 221 polos paleomagnéticos continentales con modelos cinemáticos de los océanos, de modo que puede ser luego transferida al continente deseado. Es por tanto más objetiva, y hasta nuevas propuestas o revisiones es conveniente tener una referencia que pueda unificar las conclusiones en estudios como los que se abordan en el TMVB. Por todo ello, esta es la referencia que se ha utilizado en este trabajo.

Besse y Courtillot, (2002) , (BC02 en adelante), aportan dos curvas para Norte América: una para cada 5 Ma con una ventana temporal de 10 Ma, y otra para cada 10 Ma con una ventana de 20 Ma (tabla 5.1). Dada la edad del vulcanismo del TMVB (cuya actividad comienza en el Mioceno Superior, en torno a los 12 Ma), el polo de referencia para el Plioceno es el mismo en las dos curvas, y para el Mioceno Superior pueden utilizarse los dos polos de referencia de ambas, indistintamente ya que las coordenadas del polo centrado en 8.3 Ma y el centrado en 11.9 son muy similares (ver valores, en negrita, en tabla 5.1).

Ventana de 10 Ma					Ventana de 20 Ma				
Ventana (edad)	N	Plat	Plong	A₉₅	Ventana (edad)	N	Plat	Plong	A₉₅
0 (2.1)	25	86.5	180.7	3.0	0 (3.1)	30	86.1	174.8	2.6
5 (3.1)	30	86.1	174.8	2.6	10 (8.3)	54	85.0	168.1	2.0
10 (11.9)	21	84.6	164.4	3.1	20 (18.9)	38	83.3	164.2	2.7
15 (14.8)	24	83.6	163.0	3.2	30 (29.5)	23	81.5	169.2	3.8

Tabla 5.1: Curvas de deriva polar aparente (Ventanas de 10 y 20 Ma) para Norte América de Besse & Courtillot (2002). **Ventana (edad):** centro de la ventana y edad media de los sitios que la forman, en Ma; **N:** n° de sitios de la ventana; **Plat, Plong, A₉₅** : latitud y longitud del polo con el semiángulo de confianza al 95% (Fisher, 1953).

Se pretende en este capítulo unificar los resultados obtenidos hasta el momento en los distintos estudios realizados en los diferentes sectores del TMVB, usando para todos el mismo polo de referencia (BC02) y calculando los parámetros de rotación en declinación, *R*, y de aplanamiento de la inclinación, *F*, (junto a sus respectivos errores asociados, Demarest, 1983). Esta tarea se realizará: (i) en los estudios que se presentan en este trabajo, y (ii) en la recopilación de los estudios realizados por otros autores y publicados en la literatura científica hasta la actualidad (desde 1971 hasta 2002).

5.2: ESTE ESTUDIO: ANÁLISIS INTEGRADO DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS EN LOS DIFERENTES SECTORES DEL TMVB

5.2.1: MAGNETISMO DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS DEL TMVB.

Los experimentos de magnetismo de rocas realizados en muestras representativas de cada sitio muestreado en este estudio confirman una concentración significativa de minerales magnéticos en la mayoría de las rocas, con un grado de su dureza magnética idóneo para el registro del campo geomagnético.

Se presentan primero en este apartado los experimentos de histéresis realizados en el sector Oriental, al igual que en el capítulo 4 se hizo con los sectores Central y Occidental. La *tabla 5.II* refleja los resultados de los parámetros de histéresis de muestras representativas de cada sitio volcánico de este sector, que también fueron medidos a temperatura ambiente en un aparato AGFM “Micromag” del laboratorio del Instituto de Geofísica de la Ciudad de México, en campos hasta de 1.2 T; calculándose la magnetización remanente de saturación J_{rs} , la magnetización de saturación, J_s y la fuerza coercitiva H_c , después de la corrección por la contribución paramagnética de las muestras (obsérvese la tendencia inclinada de los ciclos de histéresis, tras su saturación, debido a esta contribución, *figura 5.1, izqda.*). La coercitividad de la remanencia se determinó saturando las muestras y aplicando campos opuestos progresivamente crecientes (*figura 5.1, dcha.*). En la *figura 5.1* se presentan los ciclos de histéresis de muestras representativas de la mineralogía magnética de los sitios estudiados en el sector Oriental (aquellas cuyos diagramas de Zijdeveld y de caída de la intensidad se mostraron en los capítulos 2 y 3): como se observa en ella, estos ciclos fueron simétricos y cerrados (*figura 5.1*), indicando la presencia de diferentes proporciones de minerales paramagnéticos. En la mayoría de las muestras, los minerales portadores de la remanencia alcanzan la saturación en campos inferiores a 300 mT (*figuras 5.1 a, b, d*), lo que sugiere que sean titanomagnetitas o titanomaghemitas (véanse también sus temperaturas de desbloqueo en la *figura 2* en el *capítulo 2* y en la *figura 3* en el *capítulo 3*). Sólo en algún caso los ciclos adoptan ligeramente la forma “cintura de avispa”, lo que indica la presencia combinada de granos SD y SP de titanomagnetita (*figura 5.1c*,

con temperatura de desbloqueo de 300°C, ver figura 3 de capítulo 3) o de fases ferrimagnéticas de diferentes coercitividades en algunas muestras (figura 5.1e, con temperatura de desbloqueo de 675°C, ver figura 3 de capítulo 3) con ciclos que se saturan en campos mayores, entre 400 y 700 mT, lo que indica la presencia de titanohematites con bajo contenido en titanio.

SECTOR ORIENTAL

Sitio	J _{nrm} (A/m)	H _{cr} (mT)	Mr (μ Am ²)	H _c (mT)	Ms (μ Am ²)	Mr/Ms	H _{cr} /H _c	χ (S.I.)
AT1	4.8-13.3	12.8	7.66	11.2	28.9	0.265	1.143	0.013
MS2-3	0.9-5.8	53.9	5.18	33.8	17.3	0.299	1.595	0.011
PL1	0.4-1.2	13.9	2.30	7.28	36.0	0.064	1.909	0.023
ZC1	0.2-7.7	21.3	1.09	11.0	7.46	0.146	1.936	0.0041
ZC2	0.2-1.4	14.7	0.83	6.16	9.19	0.090	2.386	0.0075
ZC3	3.3-11.8	58.3	3.33	49.7	7.08	0.470	1.173	0.0033
SB1	1.2-11.1	42.2	2.24	34.3	8.00	0.280	1.230	0.004
JA1	0.8-3.6	8.61	4.41	7.67	19.3	0.228	1.123	0.039
MC2	0.4-1.8	73.9	0.50	38.5	1.40	0.357	1.919	0.001
MM1	0.2-0.6	52.8	0.35	25.2	1.32	0.265	2.095	0.0013
PS4	0.3-0.8	28.7	0.40	8.64	7.21	0.055	3.322	0.0041
TRT	1.4-2.3	13.8	2.73	12.6	22.0	0.124	1.095	0.029
CA2	0.03-1.2	17.1	0.52	10.0	5.22	0.100	1.710	0.0015
CY1	0.6-1.1	130	0.26	18.2	1.75	0.149	7.143	0.00075
MI1	0.6-16.8	27.9	1.05	9.20	12.0	0.088	3.033	0.0077
MO1	1.4-2.4	41.0	10.4	22.6	52.2	0.199	1.814	0.012
MR1	6.8-22.0	30.6	3.49	17.1	24.4	0.143	1.789	0.0092
MZ1	0.4-2.9	8.84	1.16	4.57	11.6	0.100	1.934	0.042
PS2	0.4-1.3	26.9	12.0	13.6	88.0	0.136	1.978	0.043
PS3	0.01-0.1	254	0.43	73.7	1.64	0.262	3.446	0.00059
XO1	1.1-22.7	36.8	1.46	16.3	9.03	0.162	2.258	0.0075
PS1	2.6-11.8	12.4	5.61	7.50	44.5	0.126	1.653	0.042

(SIERRA NEVADA – SIERRA RÍO FRÍO)

Sitio	J _{nrm} (A/m)	H _{cr} (mT)	Mr (μ Am ²)	H _c (mT)	Ms (μ Am ²)	Mr/Ms	H _{cr} /H _c	χ (S.I.)
SM1	0.3-0.6	23.4	0.78	8.51	11.5	0.068	2.750	0.01
SM3	4.4-7.4	36.0	1.54	20.18	6.80	0.201	1.781	0.02
SM4	0.2-8.6	50.3	1.11	20.5	5.72	0.194	2.454	0.007
SM9	0.7-2.8	20.7	1.72	10.3	14.3	0.120	2.010	0.03
SM15	1.1-16.0	24.3	0.63	9.34	5.96	0.106	2.602	0.02

(SIERRA DE LAS CRUCES)

Sitio	J _{nrm} (A/m)	H _{cr} (mT)	Mr (μ Am ²)	H _c (mT)	Ms (μ Am ²)	Mr/Ms	H _{cr} /H _c	χ (S.I.)
AY	0.7-1.3	46.4	0.34	21.3	1.72	0.198	2.178	0.0014
CH1	0.7-1.6	29.5	1.62	13.1	13.6	0.119	2.252	0.013
JQ2	0.6-1.3	21.8	0.89	7.33	9.61	0.093	2.974	0.0088
AJ2	2.4-12.3	15.7	1.27	8.48	14.4	0.088	1.851	0.017
TO2	0.9-1.6	36.1	3.20	14.8	24.4	0.131	2.439	0.014
TO3	0.5-2.1	29.0	1.47	13.3	11.9	0.124	2.180	0.0068

Tabla 5.II: Parámetros de los ciclos de histéresis, intensidad de la NRM inicial y susceptibilidad de muestras representativas de los sitios estudiados. **Sitio, n°:** sitio y número de la muestra de la que se aportan los parámetros; **J_{nrm}:** Magnetización remanente natural; **H_{cr}:** Coercitividad de la remanencia; **Mr:** Magnetización de la remanencia; **H_c:** Coercitividad; **Ms:** Magnetización de saturación; **χ :** Susceptibilidad magnética.

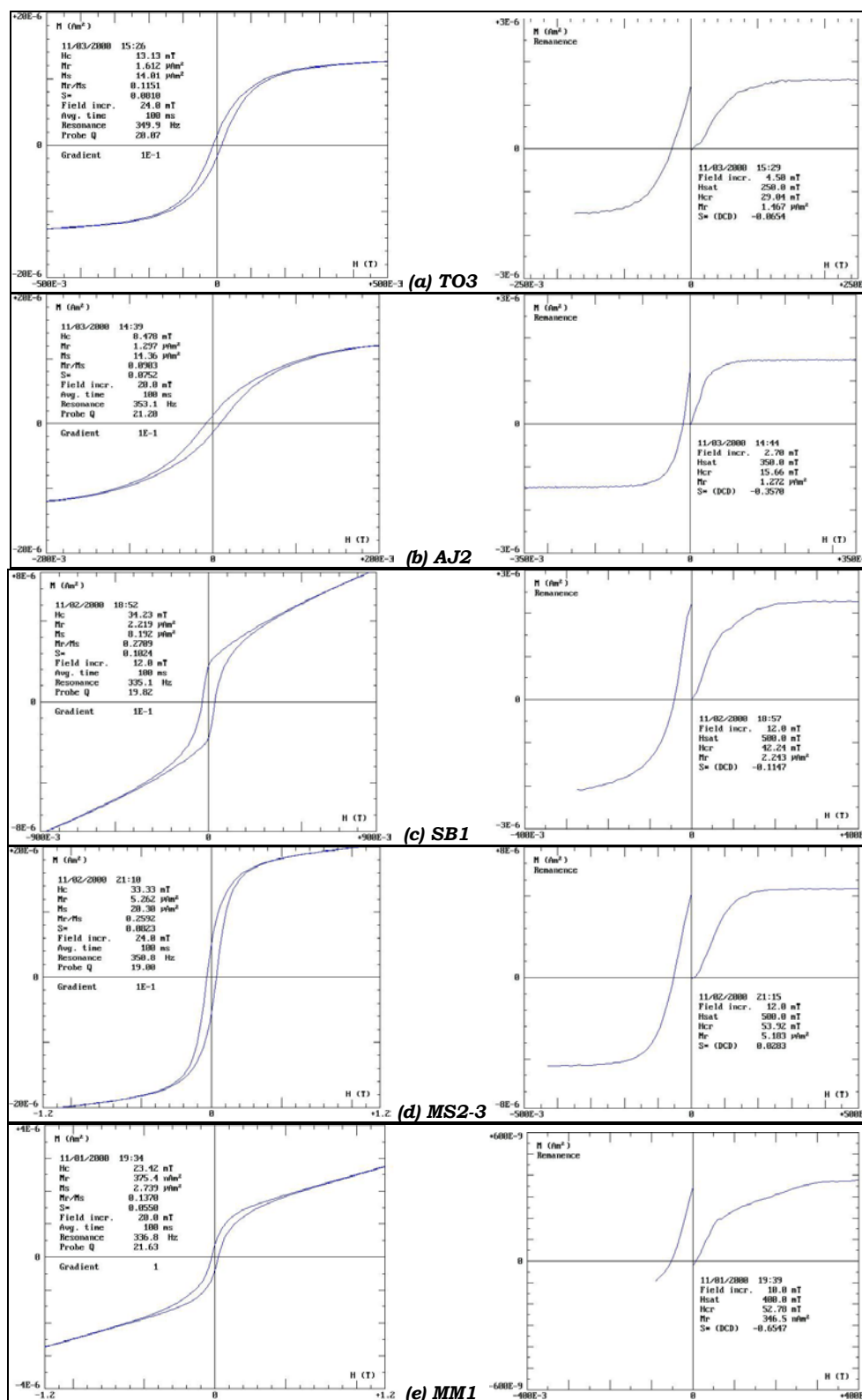


Figura 5.1: Ciclos de histéresis antes de la corrección por la contribución paramagnética (izquierda) seguidos de experimentos para determinar la coercitividad de la remanencia saturando las muestras y aplicando campos opuestos progresivamente crecientes (derecha). Muestras del Sector Oriental de los capítulos 2 y 3: **(a,b)**: andesitas de Sierra de las Cruces; **(c, d, e)**: basaltos alcalinos (c,d) y andesitas (e) del área del Altiplano.

A continuación se analizan conjuntamente las propiedades magnéticas de las muestras representativas de los sitios volcánicos muestreados en los tres sectores del TMVB:

Los parámetros de histéresis de sus muestras se han representado (figura 5.2) en el diagrama de Day et al, (1977) comparándolos con las tendencias teóricas (Dunlop, 2002) de la combinación de granos SD y MD (o SD y SP) tanto para la magnetita, como para titanomagnetita (TM) con un 60% contenido en titanio (TM60).

El comportamiento magnético de minerales portadores de la remanencia de los sitios volcánicos es muy similar en todo el TMVB:

La dispersión que se observa en el sector Oriental (figura 5.2a), con respecto a la tendencia teórica de la magnetita y la TM con bajo contenido en titanio, es producida por la composición silícica de las rocas muestreadas: las litologías ácidas e intermedias de los sitios de este sector (que además de basaltos están formados por microdioritas, dacitas y andesitas) poseen fases magnéticas portadores de la remanencia correspondientes a titanohematites (junto a fases de TMs) que provocan esta ligera discrepancia con respecto al modelo teórico de la magnetita y la TM. En cambio, en los basaltos y basaltos alcalinos muestreados en los sectores Central y Occidental (figura 5.2a) se observa un ajuste razonable con el modelo teórico, en la región de granos pseudo-dominio (PSD), que responde a una población de mezcla de granos SD+MD.

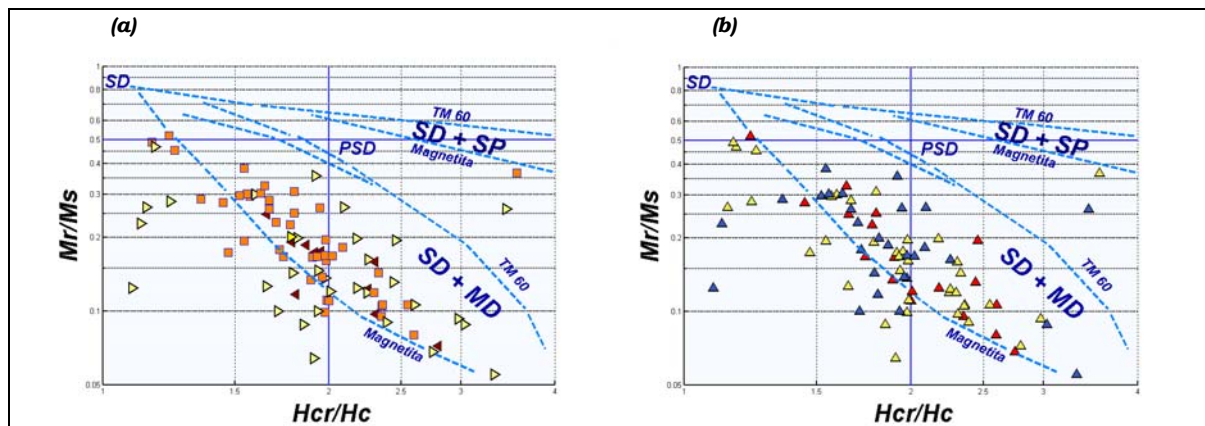


Figura 5.2: Diagrama de Day (Day et al., 1977) comparados con las curvas teóricas (Dunlop, 2002) de la magnetita y de la titanomagnetita TM60 para mezclas de granos (SD+MD) y para mezclas de (SD + SP). **SD;** monodominio; **PSD:** Pseudo-monodominio; **MD:** Multidominio; **SP:** superparamagnético; **Mr:** Magnetización de la remanencia; **Ms:** Magnetización de saturación; **Hcr:** Coercitividad de la remanencia; **Hc:** Coercitividad .
(a): Por **sectores:** Oriental (amarillos); Central (naranjas) y Occidental (marrón);
(b): Por **edades:** Cuaternario (rojos); Plioceno (amarillos); Mioceno Superior (azules).

Cuando se separan los sitios en función de su edad (*figura 5.2b*), la misma correlación se observa, entre el comportamiento magnético de los sitios y el teórico para la magnetita y las TM en bajo contenido en titanio, para las diferentes fases eruptivas del TMVB, correspondiendo probablemente un menor grado de oxidación al vulcanismo Cuaternario.

En resumen, cuando se corrige por la contribución de los minerales paramagnéticos presentes en distintas proporciones en los sitios muestreados en el TMVB, el rango variable de valores de Mr y Ms existente entre los sitios indica una larga variación en la concentración de sus minerales magnéticos, aunque los valores medios indican que su presencia es significativamente abundante en la mayoría de los casos. Análogamente, los valores medios de H_c y H_{cr} sugieren que las rocas del TMVB poseen coercitivades más que suficientes para preservar una remanencia estable (*tablas 4.II y 5.II*).

La comparación entre las razones Mr/Ms y H_{cr}/H_c , así como los espectros de temperatura de desbloqueo de la desmagnetización térmica (y de la IRM inducida), de las muestras de los sitios volcánicos del TMVB sugieren que los portadores de la remanencia son mayoritariamente titanomagnetitas de bajo contenido en titanio, que en algunos casos están ligeramente maghemitizadas, o comparten fases con titanohematites de bajo contenido en titanio, que preservan la misma paleodirección magnética remanente.

5.2.2: ANÁLISIS PALEOMAGNÉTICO INTEGRADO DE LOS TRES SECTORES DEL TMVB ESTUDIADOS EN LOS CAPÍTULOS 2, 3 Y 4.

Las diferencias en la dirección esperada (De) en las distintas regiones del TMVB según se elija la curva de BC02 que usa ventanas temporales de 10 Ma o la que usa ventanas de 20 Ma, solo difieren en el orden de un grado en el intervalo temporal de la actividad volcánica del TMVB comprendida entre el Mioceno Superior y el Plioceno (desde unos 12 Ma hasta 1.8 Ma). Esta variación oscila entre $De=354.3^\circ$ para el polo de referencia Mioceno Superior hasta $De=355.9^\circ$ para el Plioceno.

Tomando como referencia el polo de BC02 centrado en 8.3 Ma (ventana de 20 Ma), para las coordenadas medias y las direcciones observadas de los sitios muestreados en este estudio de edad Mioceno Superior – Plioceno en cada sector

del TMVB, se obtienen similares resultados de los parámetros de rotación R y aplanamiento de la inclinación, F , en cada uno de los sectores (tabla 5.III):

La utilización de los polos de referencia de BC02 se traduce en que las pequeñas rotaciones antihorarias de unos 10° sugeridas en el capítulo 3 para los sitios de edad Mioceno Superior-Plioceno del sector Oriental (determinadas con incertidumbres de unos 6° , y hasta más según el caso, ver Tabla 3 del capítulo 3) se reducen considerablemente. Las rotaciones (R) que se obtienen en los nuevos cálculos realizados son del orden de la incertidumbre del parámetro de rotación (ΔR), es decir, de unos 4° (ver tabla 5.III). Los mismos resultados, con las mismas implicaciones tectónicas, se obtienen cuando se calculan los parámetros de rotación R y de aplanamiento de la inclinación F en los sectores Occidental y Central, o en los tres sectores de forma conjunta. No pueden distinguirse, considerando la incertidumbre, movimientos diferenciales de los sectores entre sí o con respecto a Norte América estable.

Sector del TMVB	Edad	N	Dec	Inc	a_{95}	$R \pm \Delta R$	$F \pm \Delta F$
Oriental	M-P	39	350.8	33.2	4.7	-4.0 ± 4.2	2.4 ± 4.5
Central	M-P	25	0.5	40.1	6.3	5.8 ± 6.8	-3.6 ± 5.6
Occidental	M-P	8	0.7	32.2	11.7	6.0 ± 11.2	4.5 ± 9.6
Occidental – Central	M-P	33	0.6	38.2	5.4	5.9 ± 5.8	-1.3 ± 4.9
Los tres sectores	M-P	72	354.9	34.8	3.5	0.2 ± 3.8	1.1 ± 3.7

Tabla 5.III: **N:** Número de sitios; **Dec, Inc:** dirección media observada; **a_{95}** : semiángulos de confianza al 95% (Fisher, 1953); **$R \pm \Delta R$, $F \pm \Delta F$:** parámetros de rotación (R) y de aplanamiento de la inclinación (F) (junto a sus incertidumbres asociadas; Demarest, 1983) obtenidos para las direcciones medias resultantes de los estudios realizados (y para las direcciones esperadas para los polos de referencia de BC02), para el rango de **Edad:** Mioceno Superior-Plioceno (**M-P**), en los diferentes sectores del **TMVB**.

Como quiera que no se encuentran diferencias entre las direcciones paleomagnéticas observadas en este estudio y las esperadas para los polos de referencia, tanto en el vulcanismo Cuaternario (comparado con las direcciones esperadas para el dipolo geocéntrico axial, cuyo polo es el eje de rotación terrestre) como en el vulcanismo de edad Mioceno Superior y Plioceno (comparadas con las direcciones esperadas para los polos de referencia de BC02 para Norte América), puede considerarse que ni la deformación neotectónica del TMVB, ni la preexistente hasta el Mioceno Superior, se han traducido en

rotaciones de bloques, observables paleomagnéticamente, en el conjunto de cada uno de los sectores de este arco volcánico.

Los resultados paleomagnéticos de “Este estudio” en los tres sectores analizados conjuntamente en función de las distintas épocas (Cuaternario, Plioceno, Mioceno Superior) se detallan en las *tablas 5.V y 5.VI*. Las direcciones y VGPs correspondientes se muestran en las *figuras 5.5, 5.6, 5.7 y 5.8*.

5.3. NECESIDAD Y CRITERIOS DE UNA RECOPIACIÓN SELECTIVA (1971-2002).

Como se ha mencionado anteriormente (*ver p.ej, capítulo 1.4*), los estudios que desde hace décadas se han realizado en el TMVB que refleja la literatura paleomagnética hacen a menudo referencias continuas a rotaciones antihorarias relativamente grandes (15-20°) producidas en el TMVB (*p.ej, Urrutia-Fucugauchi & Rosas-Elguera, 1994; Alva-Valdivia, 2002*).

Con objeto de aclarar esta situación contradictoria, se ha realizado una exhaustiva búsqueda en las publicaciones realizadas hasta la fecha (1971-2002) en revistas internacionales o nacionales (mexicanas) para realizar una recopilación selectiva y extraer de ellas las direcciones paleomagnéticas de los sitios individuales (*ver tabla 5.IV*). Es decir, no se han considerado las direcciones medias del conjunto de sitios de cada artículo. Debido al diferente tipo de estudios, procedimientos paleomagnéticos, objetivos perseguidos y asesoramiento en el trabajo de campo, etc. de los distintos trabajos, a los sitios seleccionados en esta recopilación se les ha exigido cumplir una serie de requisitos: (i) estadísticos, (ii) geocronológicos y (iii) experimentales en las técnicas paleomagnéticas aplicadas; (iv) otro tipo de consideraciones específicas:

- (i) la recopilación se ha seleccionado atendiendo a filtros estadísticos para los sitios individuales: número mínimo de muestras por sitio (n), parámetro de precisión (k) de la distribución y al semiángulo de confianza al 95% de probabilidad (α_{95}). Así, los sitios seleccionados tienen parámetros estadísticos de Fisher (1953): $n \geq 5$, $k > 20$, y $\alpha_{95} < 10^\circ$;
- (ii) los sitios incluidos poseen un control mínimo de la edad correspondiente a las épocas: Mioceno superior, Plioceno o Cuaternario;

(iii) también se han descartado direcciones (calculadas en la década de los 70) de sitios cuyas muestras no habían sido desmagnetizadas o lo habían sido sólo inicialmente. En este segundo caso, se han incluido algunos sitios, del Cuaternario, desimanados por campos alternos al menos hasta campos pico de 60 mT ;

(iv) Además de este tipo de filtros aplicados a la selección recopilatoria, se ha tenido también en cuenta las características específicas de algunos de los estudios efectuados en el TMVB.:

Un caso específico es el de tres estudios realizados en secuencias consecutivas de flujos (en un mismo afloramiento). En estos casos, se ha recalculado su dirección media si la secuencia tenía una misma polaridad unidireccional, o las direcciones medias de cada unidad cuando estos estudios encontraron cambios de dirección o polaridad. Estas direcciones medias recalculadas son las que se han incluido en la recopilación, en vez de las direcciones paleomagnéticas de cada uno de los flujos de las secuencias. Este criterio se ha aplicado con el fin de que no haya datos que aporten a la recopilación un peso espacio-temporal mayor al que aportan el resto de los datos, en parte por consideraciones tectónicas y en parte también por consideraciones asociadas al estudio de Paleovariación Secular de lavas (PSVL) que también se ha realizado con los sitios seleccionados en esta recopilación (ver *capítulo 6*).

Otro caso específico es el estudio de *Alva-Valdivia et al., (2000)* realizado en 32 flujos del Mioceno en 3 localidades del sector Central del TMVB: dos en el límite de los sectores Occidental y Central (norte de Guadalajara; “B”, “C” en *figura 5.1*) y otra en el límite entre los sectores Central y Oriental (Querétaro; “A” en *figura 5.1*). En estas localidades los autores encuentran rotaciones de sentido antihorario de uno 20°, aunque con una alta dispersión (*figura 5.1*, “A, B, C”) entre las direcciones medias en cada localidad (y sin tests de inversión que pudieran avalar el promedio de la Variación Secular). Esta dispersión puede estar provocada, según los autores, en las dos primeras localidades (“B”, “C” en *figura 5.1*) por sistemas de fallas transtensionales sinistral, de orientación ENE-WSW que fracturan el arco en varios bloques pequeños con rotaciones internas variables (*figura 5.1, abajo*), o en la otra localidad (“A” en *figura 5.1*) por la reactivación de las fallas del sistema Querétaro-Taxco con una componente de movimiento sinistral (*figura 5.1, centro*), o alternativamente por transtensión sinistral a lo largo de las fallas ENE-WSE de la región de Cuitzeo (más al Sur).

Estos 32 sitios del Mioceno -de los cuales 5 quedarían excluidos según el criterio (i)- no se han considerado para contrastar sus consecuencias tectónicas con el resto de la recopilación. Los resultados paleomagnéticos de los estudios previos realizados en el TMVB incluidos en la recopilación se detallan en la *tabla 5.III*.

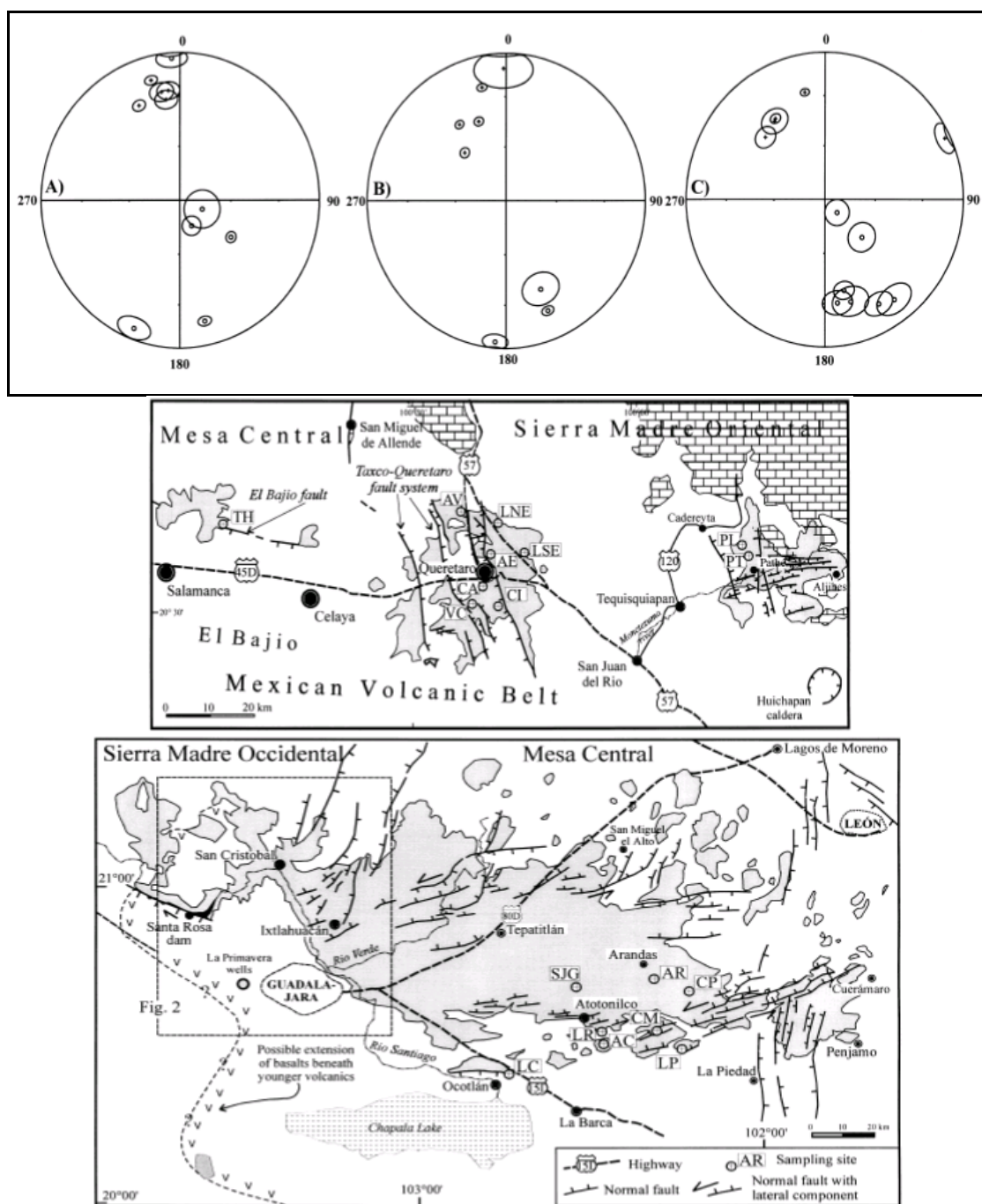


Figura 5.3: (arriba): Proyección de igual área de las paleodirecciones características de flujos de las localidades de Querétaro (A), Los Altos de Jalisco (B) y Guadalajara (C) (de Alva-Valdivia et al, 2000), **(centro / abajo):** fallamiento transtensional sinistral en torno a los flujos de los sitios (recuadro interno y letras en mayúsculas) de las localidades (A) / (B y C), respectivamente. (de Ferrari et al., 2000).

**RECOPIACIÓN SELECTIVA DE ESTUDIOS PALEOMAGNÉTICOS (1971-2002) DE VOLCANES
DEL TMVB (MIOCENO SUPERIOR – CUATERNARIO).**

(1) Watkins et al., (1971). Río Grande de Santiago.										
Sitio	Slat	Slong	Edad	n	k	α_{95}	Dec	Inc	PLong	PLat
pcnW7	21.0	-103.3	4.71 ± 0.05 Ma	10	203.8	2.3	356.3	9.2	89.7	73.5
pcnW6	21.0	-103.3	4.65 ± 0.10 Ma	6	69.2	6.9	330.3	46.9	187.7	62.0
mcrW5	21.0	-103.3	5.37 ± 0.07 Ma	8	561.9	2.1	186.1	-27.1	33.5	81.3
mcrW4	21.0	-103.3	8.75 ± 0.20 Ma	17	122.3	3.1	178.7	-34.7	108.9	86.4
mcnW3	21.0	-103.3	8.96 ± 0.10 Ma	8	33.5	8.6	358.6	45.0	244.1	84.1
mcrW2	21.0	-103.3	9.27 ± 0.12 Ma	8	284.5	2.9	165.1	-21.0	134.2	72.6
mcrW1	21.0	-103.3	8.88 ± 0.12 Ma	12	167.5	3.1	144.8	-58.1	205.2	54.9

(2) Mooser et al., (1974) Valle de México. N_R= 133. (No incluidos en Böhnel et al.,(1990)):										
Sitio	Slat	Slong	Edad	n	k	α_{95}	Dec	Inc	PLong	PLat
qerMO26	19.5	-99.1	Q (S.Guad.)	6	104	6.6	178.2	-20.5	92.2	80.9
qerMO18	19.4	-99.4	Q(S.Cruces)	8	42	8.6	148.2	-64.8	224.4	52.3
qerMO2	19.2	-98.7	Q(SN-SRF)	8	43	8.6	177.1	-32.8	145.8	86.9
qerMO3	19.2	-98.7	Q(SN-SRF)	6	74	7.9	180.3	-62.3	261.8	65.6
qeiMO6	19.2	-98.7	Q(SN-SRF)	7	162	4.8	129.2	70.5	108.0	4.4
qerMO14	19.2	-98.7	Q(SN-SRF)	7	209	4.2	177.6	-28.5	111.4	85.4
qenMO16	19.2	-98.7	Q(SN-SRF)	7	178	4.8	359.4	13	84.0	77.4
qerMO17	19.2	-98.7	Q(SN-SRF)	7	178	4.5	183.5	-24.5	52.9	82.8
qenMO19	19.2	-98.7	Q(SN-SRF)	7	79	6.8	356.6	31.9	141.2	86.2
qenMO20	19.2	-98.7	Q(SN-SRF)	7	64	7.6	3.8	35.9	339.7	86.4
qenMO25	19.2	-98.7	Q(SN-SRF)	6	80	7.6	354.0	30.0	143.8	83.5
qenMO53	19.2	-98.7	Q(SN-SRF)	8	178	4.2	356.1	39.8	215.1	85.0
qerMO3b	19.1	-99.1	Q (S VM)	9	65	6.4	182.0	-52.2	268.0	76.2
qerMO4b	19.1	-99.1	Q (S VM)	6	248	4.3	151.0	-20.0	157.6	60.7
qenMO35	19.0	-99.1	Q (S.Chich)	8	50	7.4	8.3	9.8	49.9	73.8
qerMO42	19.2	-99.0	Q (S.Catar.)	6	51	9.5	168.7	-7.7	118.1	71.1
qerMO53C	19.2	-99.0	Q (S.Catar.)	8	47	8.2	176.7	-27.9	117.3	84.6
qerMO92	19.2	-99.0	Q (S.Catar.)	7	316	3.4	175.4	-12.6	100.8	76.4

(3) Robin & Bobier, (1975). Tlanchinol. N_R=1										
Sitio	Slat	Slong	Edad	n	k	α_{95}	Dec	Inc	PLong	PLat
perTHr1-6	21	-98.67	2-3 Ma	18	41.3	5.4	175.5	-38.0	176.7	85.8
penTHni7,9-11	21	-98.67	2-3 Ma	12	315.2	2.4	0.4	65.4	261.9	63.5
penTHnm12-15	21	-98.67	2-3 Ma	12	127.8	3.9	13.0	24.5	22.6	75.1
penTHns16-22	21	-98.67	2-3 Ma	21	172.2	2.4	346.3	52.3	218.5	73.0

(4) Böhnel & Negendank (1981). TMVB oriental y Palma Sola. N_R=17										
Sitio	Slat	Slong	Edad	n	k	α_{95}	Dec	Inc	PLong	PLat
qenBN1	19.5	-96.7	Q	7	1265	1.7	353.3	23.2	124.9	80.1
qenBN3	18.8	-97.3	Q	6	92	7.0	357.9	45.8	246.5	83.1
qenBN4	19.5	-97.0	Q	8	501	2.5	359.5	21.7	86.8	81.6
qenBN5	19.5	-97.0	Q	9	452	2.4	4.4	25.0	49.2	82.3
qenBN7	19.5	-97.0	Q	9	401	2.6	1.4	33.4	33.0	88.2
qenBN8	19.5	-97.1	Q	8	799	2.0	349.3	27.4	148.6	78.6
qenBN9	19.5	-97.1	Q	7	1032	1.9	352.1	32.5	160.0	82.3
qenBN10	19.5	-97.1	Q	9	190	3.7	343.2	19.0	144.3	71.1
qenBN15	19.5	-97.0	Q	7	47	8.9	346.1	23.9	147.5	74.9
qenBN17	19.3	-97.3	Q	9	29	9.7	19.2	59.9	259.8	63.0
qenBN18	19.5	-97.0	Q	7	82	6.7	1.7	21.4	71.3	81.3
qenBN19	18.8	-97.5	Q	7	83	6.7	350.5	39.1	194.0	80.6
qenBN21	19.3	-97.3	Q	7	153	4.9	16.7	50.7	310.7	70.7
qenBN22	19.5	-97.0	Q	10	407	2.4	358.4	44.2	250.3	83.3
qenBN23	19.5	-97.0	Q	8	272	3.4	348.3	33.5	168.1	78.9
qenBN26	19.2	-97.5	Q	15	51	5.4	12.1	51.8	299.8	73.0
qenBN27	19.2	-97.5	Q	16	239	2.4	358.6	30.8	110.6	87.2
qenBN28	19.2	-97.5	Q	15	36	6.5	19.1	16.6	19.7	68.7
qenBN29	19.4	-96.8	Q	8	54	7.6	7.7	19.6	43.9	78.0
qenBN30	19.4	-96.8	Q	11	576	1.9	2.8	20.0	66.3	80.4
qenBN31	19.5	-97.0	Q	8	220	3.7	8.3	30.7	12.6	81.5
qerBN32	19.5	-97.0	Q	10	55	6.6	178.2	-35.1	166.1	88.3
qerBN33	19.4	-96.6	Q	7	111	5.8	180.4	-25.5	79.4	83.9
qenBN34	19.3	-97.5	Q	9	29	9.7	334.5	37.0	180.1	66.0
nerBNPS38	19.7	-96.4	MP	9	31	9.5	203.6	11.8	39.0	55.3
nerBNPS39	19.7	-96.4	MP	6	108	6.5	160.6	-44.3	196.7	71.1

nenBNPS40	19.7	-96.4	MP	8	113	5.2	345.5	40.5	190.4	76.1
nenBNPS42	19.7	-96.4	MP	7	149	5.0	347.1	25.0	147.5	76.0
nerBNPS44	19.7	-96.4	MP	8	367	2.9	177.9	-20.4	96.1	80.5
perBN45	19.7	-97.1	P	11	209	3.2	182.6	-27.9	55.7	84.5
nerBNPS46	19.7	-96.4	MP	8	125	5.0	184.7	-22.2	54.2	80.6
nenBNPS47	19.7	-96.4	MP	8	92	5.8	354.8	31.3	145.5	84.4
nerBNPS49	19.7	-96.4	MP	6	367	3.5	191.6	-38.5	341.1	78.9
nenBNPS50	19.7	-96.4	MP	7	154	4.9	357.6	38.5	213.6	87.0
nenBNPS51	19.7	-96.4	MP	7	127	5.4	358.6	44.8	252.5	83.3
nenBNPS52	19.7	-96.4	MP	8	46	8.2	336.5	51.0	207.7	65.8
perBN54	19.3	-96.8	P	9	588	2.1	160.5	-38.5	184.6	71.6
neiBNPS55	19.7	-96.4	MP	7	44	9.2	132.1	64.0	259.3	11.3

(5) Alor & Uribe, (1986). Michoacán-Guanajuato. N_R= 3

Sitio	Slat	Slong	Edad	n	k	α_{95}	Dec	Inc	PLong	PLat
qcnA	20.0	-102.1	Q(lPle)	8	70.5	9.2	319.1	32.3	171.3	51.3
qcnE	19.7	-101.4	Q(lPle)	8	246.5	3.5	330.9	42.6	184.5	62.7
qcnF	19.7	-101.4	Q(mPle)	8	97.5	6.8	344.7	15.9	132.7	71.2
qcnG	19.6	-101.5	Q(mPle)	8	129.7	5.3	324.4	23.9	162.2	55.1
qcnH	19.8	-102.0	Q(mPle)	8	161.7	4.8	352.6	13.5	108.0	75.2
qcnJ	19.8	-102.2	Q(mPle)	8	146.6	5.6	17.02	69.9	274.7	53.6
pcrL	20.3	-102.1	P(lPli)	8	120.5	6.1	182.2	-36.7	343.6	87.9
qcrM	20.2	-102.4	Q(ePle)	8	346.3	3.0	174.5	-44.8	219.5	82.0
qciC	19.8	-101.9	Q(mPle)	8	110.0	7.3	88.9	44.6	323.5	9.6
qciN	20.0	-102.4	Q(Hol)	8	71.72	8.0	310.7	-27.5	135.9	30.5

(6) Urrutia et al., (1988). S. Primavera. N_R= 5

Sitio	Slat	Slong	Edad	n	k	α_{95}	Dec	Inc	PLong	PLat
qoiSP-3	20.6	-103.6	Q (B)	7	48.2	8.8	66.4	73.3	289.3	29.6

(7) Recopilación en Böhnell et al., (1990). (Böhnell et al., (1990): N_R=1)

Herrero Barberá et al., (1986). S. Chichinautzin. N_R= 22

Sitio	Slat	Slong	Edad	n	k	α_{95}	Dec	Inc	PLong	PLat
qenXA	19.0	-99.1	< 8440 a	5	242	4.9	343.8	22.1	146.9	72.6
qenCHI1	19.0	-99.1	>19530 a	8	73	6.5	357.6	26.7	106.5	84.5

Mooser et al., (1974). Valle de México. N_R= (ver Mooser et al., (1974))

qenMOE5	19.0	-99.1	< 8440 a	8	114	5.2	346.5	38.3	183.8	77.1
qenMOE10	19.0	-99.1	< 8440 a	6	92	7.0	356.9	34.9	172.0	87.1
qenMOE8	19.0	-99.1	Q (S.Chich.)	6	219	4.5	352.0	23.9	130.0	79.7
qenMOC55	19.0	-98.8	Q (S.Nev)	7	76	7.0	352.7	18.0	117.1	77.8
qenMOC56	19.0	-98.8	Q (S.Nev)	7	153	4.9	358.3	35.5	186.0	88.3
qenMOE7	19.0	-99.1	Q (S.Chich.)	9	39	8.3	353.3	23.7	124.3	80.5
qenMOE31	19.0	-99.1	Q (S.Chich.)	8	37	9.2	16.2	25.3	9.8	73.3
qenMOE41	19.2	-99.0	Q (S.Catar.)	7	61	7.8	348.9	32.8	164.3	79.4

Steele, (1985). Iztaccihuatl. N_R= 6

qenIZT30	19.2	-98.7	80000 a	7	79	6.8	356.6	31.9	141.2	86.2
qenIZT31	19.2	-98.7	80000 a	7	64	7.6	3.8	35.9	339.7	86.4
qenIZT32	19.2	-98.7	80000 a	7	43	9.3	356.7	30.0	127.2	85.6
qenIZT10	19.2	-98.7	270000 a	6	199	4.8	7.4	28.5	19.7	81.9
qenIZT11	19.2	-98.7	270000 a	7	168	4.7	3.6	23.5	54.2	82.2
qenIZT13	19.2	-98.7	270000 a	7	569	2.5	355.9	31.5	142.9	85.5
qenIZT18	19.2	-98.7	270000 a	7	69	7.5	17.3	52.9	305.1	69.0
qenIZT20	19.2	-98.7	270000 a	7	158	4.8	22.7	60.8	296.8	60.3
qenIZT21	19.2	-98.7	270000 a	7	132	5.3	352.4	32.1	161.4	82.6
qenIZT23	19.2	-98.7	270000 a	7	44	9.2	0.3	24.6	78.6	83.7
qenIZT25	19.2	-98.7	270000 a	6	328	3.7	27.0	61.5	299.5	57.3
qenIZT82	19.2	-98.7	270000 a	8	178	4.2	356.1	39.8	215.1	85.0
qenIZT84	19.2	-98.7	270000 a	7	71	7.2	355.5	-8	92.6	66.4
qenIZT27	19.2	-98.7	580000 a	6	80	7.6	354.0	30.0	143.8	83.5
qenIZT133	19.2	-98.7	580000 a	6	208	4.7	10.2	25.5	20.4	78.6

(8) Nieto Obregón., (1992) Colima-Tepic-Chapala N_R=4

Sitio	Slat	Slong	Edad	n	k	α_{95}	Dec	Inc	PLong	PLat
qonAME2	20.9	-104.5	Q (Pleist.)	5	351.3	4.1	343.7	37.6	169.4	74.8
qonAME4	20.9	-104.5	Q (Pleist.)	5	566.6	3.2	9.3	37.5	343.1	81.3
qonAME5	20.9	-104.5	Q (Pleist.)	6	321.3	3.7	350.8	42.7	192.2	80.7
qonAME5b	20.9	-104.5	Q (Pleist.)	7	134.9	5.2	349.7	36.1	162.6	80.3
qonAME7	20.9	-104.5	Q (Pleist.)	7	367.7	3.1	349.1	48.6	209.3	76.9
qonAME8	20.9	-104.5	Q (Pleist.)	6	117.9	6.2	353.0	30.9	134.5	82.2

qonAME13	20.9	-104.5	Q (Pleist.)	8	648.9	2.2	15.5	58.8	287.6	67.1
qonAME14	20.9	-104.5	Q (Pleist.)	6	696.1	2.5	342.3	58.2	219.4	66.4
qonAME15	20.9	-104.5	Q (Pleist.)	8	73.4	6.5	359.2	29.3	84.1	84.8

(9) Urrutia & Elguera, (1994). Chapala. N_R=12

Sitio	Slat	Slong	Edad	n	k	α_{95}	Dec	Inc	PLong	PLat
qcnCHA1	20.05	-102.55	Q	10	451	2.3	346.1	28.4	149.3	75.9
p-qcnCHA2	20.05	-102.5	P-Q	8	231	3.6	346.2	31.5	156.8	76.6
qcnCHA3	20.05	-102.5	2.0 ± 0.2 Ma	7	47	8.9	343.4	24.6	145.6	72.5
qcnCHA4	20.05	-102.6	Q	12	54	6.0	350.3	28.8	142.4	79.6
pcnCHA15	20.1	-102.55	3.0 ± 0.3 Ma	6	273	4.1	343.9	33.6	165.8	74.7
mcrCHA14	20.05	-102.35	8.8 ± 0.8 Ma	10	81	5.4	146.5	-36.1	186.5	58.6

(10) Delgado Granados, (1995). Michoacán-Guanajuato. N_R=5

Sitio	Slat	Slong	Edad	n	k	α_{95}	Dec	Inc	PLong	PLat
qcnHKA902	19.45	-102.01	Q	6	119.8	6.1	339.8	52.3	208.7	67.5
qcnHKA928	19.04	-102.14	Q	11	49.4	6.6	341.2	-1.7	122.8	62.9
qcnHKA960B	19.51	-102.12	Q	8	39.2	9.0	344.9	30.5	158.1	75.3
qcnHKA963	19.70	-101.99	Q	11	27.3	8.9	359.1	34.7	132.8	89.0
qcnHKA964	19.71	-102.01	Q	11	27.7	8.0	39.3	27.7	349.2	52.2
qcnHKA977	19.89	-101.81	Q	7	39.2	9.8	30.7	32.0	348.0	60.8
qcnHKA983	19.85	-102.07	Q	9	64.2	6.5	344.3	23.5	143.6	73.1
qcrHKA984	19.96	-101.97	Q	12	153.4	3.5	184.9	-12.7	58.0	75.7
qcnHKA1023	19.36	-102.25	0.55 ± 0.06 Ma	11	152.9	3.7	352.0	26.2	133.1	80.5

(11) Maillol et al., (1997). Jalisco.

Sitio	Slat	Slong	Edad	n	k	α_{95}	Dec	Inc	PLong	PLat
p-qonMAS1	20.55	-104.87	P-Q	8	221.2	3.7	1.9	-3.6	70.1	67.6
p-qorMAS2	20.18	-104.88	P-Q	9	280.0	3.1	180.9	-50.0	259.3	79.4
p-qonMAS3	20.55	-104.90	P-Q	10	331.3	2.7	341.3	19.8	138.0	69.2
p-qorMAS4	20.48	-104.88	P-Q	9	284.9	3.1	173.3	-20.5	109.2	78.2
p-qonMAS5	20.52	-104.77	P-Q	9	122.5	4.7	340.7	20.1	139.5	68.8
p-qonMAS6	20.57	-104.77	P-Q	8	422.4	2.7	356.8	38.2	182.7	86.9
p-qonMAS7	20.57	-104.85	P-Q	5	181.2	5.7	3.3	35.3	3.7	86.7
p-qonMAS8	20.58	-104.78	P-Q	9	397.0	2.6	359.5	47.4	252.0	82.0
p-qonMAS9	20.50	-104.78	P-Q	9	54.0	7.1	344.6	55.0	216.5	69.8
p-qonMAS10	20.53	-104.72	P-Q	9	42.4	8.0	345.7	18.8	129.1	72.4
p-qorMAS12	20.42	-104.85	P-Q	10	442.5	2.3	179.8	-49.0	254.1	80.5
p-qonMAS13	20.47	-104.85	P-Q	9	878.3	1.7	14.0	18.8	21.8	72.7
p-qonMAS15	20.47	-104.75	P-Q	8	529.1	2.4	347.9	65.0	237.7	61.7
p-qorMAS16	20.45	-104.97	P-Q	8	635.9	2.2	168.0	-26.4	137.3	76.8
p-qonMAS20	20.82	-104.97	P-Q	10	198.0	3.4	2.6	34.6	20.8	87.0
p-qonMAS21	20.80	-104.93	P-Q	10	39.3	7.8	352.8	31.5	137.3	82.2

(12) Uribe-Cifuentes (1999). Valle de Santiago. N_R=7

Sitio	Slat	Slong	Edad	n	k	α_{95}	Dec	Inc	PLong	PLat
qcnS01	20.25	-101.20	Q	7	121	6.1	357.6	35.7	157.0	87.7
qcnS01b	20.25	-101.20	Q	5	110	5.6	2.0	42.5	281.4	85.3
qcnS02	20.37	-101.20	Q	8	62	6.6	20.4	32.7	353.0	70.6
qcnS03	20.12	-101.20	Q	7	38	6.5	359.7	41.1	254.2	86.5
qcnS08	20.25	-101.20	Q	9	158	3.2	344.0	32.2	161.1	74.6
qcrM01	20.45	-101.20	Q	8	298	3.2	166.0	-46.0	199.9	75.5
qciS05	20.12	-101.15	Q	6	100	6.0	124.0	65.6	112.9	5.6

(13) Urrutia et al., (2000). Río Grande de Santiago. N_R= 17

Sitio	Slat	Slong	Edad	n	k	α_{95}	Dec	Inc	PLong	PLat
qonXVI	20.6	-103.6	Q (B)	16	23.5	7.7	6.3	28.7	26.8	82.0

(14) Soler Arechalde et al, (2000). Acambay. N_R=4

Sitio	Slat	Slong	Edad	n	k	α_{95}	Dec	Inc	PLong	PLat
pcrN1	19.87	-100.07	P	8	269	2.7	190.1	-11.5	43.7	72.8
mcrN4	19.85	-100.00	M	5	39	9.9	181.9	-45.0	274.2	83.1
qcrN7	19.88	-100.05	Q	5	35	10.0	161.8	-45.2	195.7	72.0
qcrN11	19.88	-100.37	Q	7	38	7.9	147.4	-37.9	178.0	59.5
mcnN15	19.78	-100.15	M	6	79	6.1	353.3	24.2	123.0	80.4
mcnN16	19.80	-100.13	M	6	192	3.8	358.2	35.8	171.2	88.3
mcrN17	19.80	-100.07	M	8	149	3.7	183.5	-21.6	58.0	80.8
mcrN18	19.82	-100.02	M	9	24	8.6	193.8	-34.3	352.0	76.9
qcrN23	19.97	-100.22	Q	6	32	9.6	173.1	-15.3	109.5	76.1

pcr11	20.03	-99.85	P	6	38	8.8	164.7	-48.6	207.6	73.2
mcr12	19.03	-99.83	M	6	161	4.2	167.9	-46.2	209.9	76.0
pcr13	19.92	-99.83	P	6	88	5.8	192.7	-20.2	26.1	74.5
qcr16	19.92	-100.25	Q	8	528	1.9	183.5	-39.1	315.3	86.1
mcrAM1	19.82	-100.17	M	12	150	2.9	190.9	-35.5	349.1	79.7
mcnAM3	20.22	-100.12	M	8	136	3.8	351.4	29.3	142.2	80.6
mcnAM4	20.12	-100.30	M	9	211	2.9	351.2	21.0	123.5	77.5
mcrAM8	20.05	-99.97	M	11	289	2.2	172.8	-43.6	210.6	81.4
mcrAM2	20.15	-100.02	M	9	397	2.1	179.0	-45.4	252.4	83.2
Aguirre Díaz et al., (1999)										
p-qciN2	19.87	-100.07	P-Q	6	60	7.0	135.1	9.7	145.5	39.4
pci5	19.86	-99.83	P	8	384	2.2	125.0	-71.8	226.6	35.5

(15) Recopilaciones: Böhnelt et al., (2002). N_R= 2										
Sitio	Slat	Slong	Edad	n	k	a ₉₅	Dec	Inc	PLong	PLat
qonCEBOR	21.14	-104.50	< 40000 a	7	361	3.2	360.0	36.6	75.5	89.2
qenTOXTL	19.40	-96.90	< 40000 a	26	248	1.8	345.0	34.4	173.6	75.8
qenXITLE	19.36	-99.17	< 40000 a	113	263	0.8	0.6	34.4	29.9	89.3
qenTETIM	19.05	-98.45	< 40000 a	8	201	3.9	352.6	38.6	194.1	82.6
qenJALAP	19.65	-96.96	< 40000 a	8	218	3.8	7.8	27.8	25.1	81.1
qcnJABAL	19.45	-102.11	< 40000 a	6	597	2.7	12.5	34.3	348.8	78.2
qen3CRUC	19.10	-99.50	< 40000 a	15	216	2.6	338.5	53.0	211.8	66.0
qonLAPRI	20.66	-103.46	< 40000 a	7	63	7.7	4.7	24.8	45.4	81.1
González et al., (1997)										
qcnM1PAR	19.47	-102.25	< 40000 a	6	238	4.4	10.7	37.8	336.1	79.8
qciM6MET	19.54	-101.99	< 40000 a	5	301	4.4	82.0	41.5	327.5	14.8
qenS11CIM	19.10	-99.18	< 40000 a	7	139	5.1	354.6	40.8	211.9	83.4
qcnM10MIN	19.71	-101.42	< 40000 a	6	213	4.6	339.7	58.2	220.5	64.0
qenS3MAN	19.22	-99.21	< 40000 a	5	175	5.8	359.1	33.7	128.5	88.8
qenS7CUA	19.17	-99.42	< 40000 a	6	255	4.2	342.6	16.6	140.6	70.0
qenS5TEZ	19.22	-99.47	< 40000 a	7	318	3.4	353.3	64.4	250.5	62.4
qcnM7PUE	19.82	-101.92	< 40000 a	5	227	5.1	3.6	39.9	306.9	85.6

(16) Goguitchaichvili et al.,(2002a). Lazo (flujos).										
Sitio	Slat	Slong	Edad	n	k	a ₉₅	Dec	Inc	PLong	PLat
mcnLZ1-5	21.0	-103.3	M	45	298.8	4.4	349.4	39.7	181.2	80.1
mcnLZ7	21.0	-103.3	M	7	56.2	8.2	353.6	42.8	204.3	82.7
mcrLZ6	21.0	-103.3	M	8	678	2.1	178.5	-46.4	246.3	82.7
mcrLZ8-37	21.0	-103.3	M	259	67.1	6.8	175.2	-28.8	114.7	83.4

(17) Goguitchaichvili et al.,(2002b). Tepic.										
Sitio	Slat	Slong	Edad	n	k	a ₉₅	Dec	Inc	PLong	PLat
mon5MAYO	21.69	-105.09	8.93 ± 0.11 Ma	8	48	8.7	357.3	23.1	90.8	80.3
morHW15	21.67	-105.04	8.91 ± 0.06 Ma	10	112	5.6	176.3	-29.3	107.1	83.3
morMIRAD	21.65	-104.97	11.2 ± 0.8 Ma	9	59	6.5	183.9	-22.3	53.6	79.5
qorJUM-1	21.65	-105.04	1.05 ± 0.11 Ma	9	156	4.1	182.5	-31.5	46.2	85.1
qorJUM-2	21.63	-105.02	< 1.05 Ma	8	98	5.7	174.4	-44.7	209.9	82.9
monUNIT1-11	21.67	-105.04	9.10 Ma	284	282.6	2.7	357.9	35.5	14.4	89.5
morNAV	21.67	-105.09	9.9 ± 0.3 Ma	9	162	3.9	183.1	-30.4	44.2	84.1

(18) Urrutia - Fucugauchi (1997) . Chichinautzin. N_R= 7										
Sitio	Slat	Slong	Edad	n	k	a ₉₅	Dec	Inc	PLong	PLat
qenR-14	19	-99.1	Q	6	246	4.3	1.1	18.2	74.5	80.3
qenJ-1	19	-99.1	Q	6	150	5.5	351.1	42	204.5	80.2
qenJ-2	19	-99.1	Q	6	206	4.7	352.4	44.9	219.1	79.7
qenJ-3	19	-99.1	Q	6	69	8.1	353.8	39.7	203.4	83.2
qenJ-4	19	-99.1	Q	8	329	3.7	12.4	20.2	24.8	75.3
qenR-9	19	-99.1	Q	7	586	2.5	335.1	16.7	150.9	63.7

Tabla 5 IV: Recopilación selectiva de los estudios paleomagnéticos (1971-2002) realizados en volcanes de edad Mioceno Superior a Cuaternario en el TMVB.

N_R=n° de sitios excluidos. **Sitio:** 1ª letra: edad (m=Mioceno, p=Plioceno, q=Cuaternario, n=Neógeno); 2ª: sector del TMVB (o=Occidental, c=Central, e=Oriental); 3ª: polaridad- n=normal, r=invertida, i=intermedia (Plat <45°); resto: nomenclatura original). **Slat, Slong:** posición del sitio. **n:** n° de muestras por sitio; **k, a₉₅ :** parámetro de precisión y semiángulo de confianza al 95% de probabilidad (Fisher, 1953). (**n≥5, k>20, a₉₅<10°**). **Dec, Inc:** dirección media (declinación, inclinación). **PLong, PLat:** longitud y latitud del VGP.

En total se han seleccionado **204** sitios, distribuidos en distintos los rangos de edades (Mioceno superior, Plioceno, Cuaternario) en los tres sectores del TMVB. El número de sitios rechazados en estas publicaciones por los criterios de selección (i), (ii) y (iii) descritos anteriormente ha sido de **246**.

La localización de los estudios paleomagnéticos previos realizados en México (1971-2002) se muestra en la *figura 5.2*.

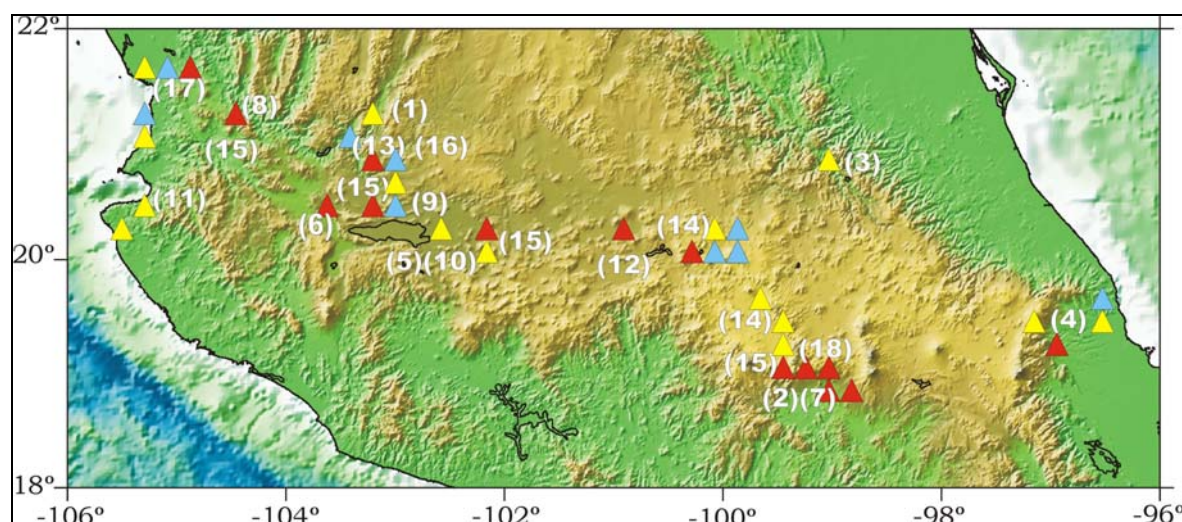


Figura 5.4: Localización geográfica (**triángulos**), edades (Cuaternario: **rojos**; Plioceno: **amarillos**; Mioceno: **azules**) y número de referencia (ver **Tabla 5.IV**) de los estudios realizados previamente (1971-2002) en el TMVB analizados en la recopilación.

La recopilación efectuada servirá también para realizar un estudio de la dispersión de los datos. Los estudios de dispersión estadística permiten establecer si la dispersión está relacionada con la Paleovariación Secular (de las paleodirecciones del campo geomagnético) o con otras fuentes de dispersión, como las perturbaciones tectónicas (ver *capítulo 6*).

5.4: ANÁLISIS COMPARATIVO DE LOS RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS EN EL TMVB DE ESTE ESTUDIO Y DE LA RECOMPILACIÓN SELECTIVA.

Se ha querido evaluar, con la misma estrategia que en los Capítulos 2, 3, y 4, la posible existencia de patrones deformacionales que puedan registrarse paleomagnéticamente en las rocas del TMVB. Por ello se han analizado sectorialmente y por edades (Cuaternario, Plioceno, Mioceno) el conjunto de

direcciones seleccionadas, comparándolos con los mismos polos de referencia (BC02, *tabla 5.I*) que los sitios analizados paleomagnéticamente en este trabajo. Los 204 sitios de la “Recopilación” tienen en general una edad asignada en sus respectivos artículos correspondiente con una de las tres épocas consideradas (134 del Cuaternario, 14 del Plioceno, 26 del Mioceno), salvo 12 sitios que están considerados como Mioceno-Pliocenos (“*n=Neógeno en la primera letra de “sitio”, tabla 5.IV, ref. 4*) y 18 sitios cuya edad asignada es Plioceno-Cuaternario (*tabla 5.IV, refs. 9, 11, 14*). Los sitios neógenos sólo se usarán, como se verá más adelante, en el cálculo de las direcciones medias y polos paleomagnéticos del Mioceno Superior-Plioceno. Análogamente, los 18 sitios del Plio-Cuaternario, como se verá en el *capítulo 6*, se usarán en el estudio de Paleovariación Secular de lavas (PSVL) del TMVB en los últimos 5 Ma, pero no se utilizarán en este estudio tectónico que pretende distinguir el patrón rotacional entre distintas épocas.

Los resultados paleomagnéticos de la “Recopilación” (de los tres sectores analizados conjuntamente) en función de las distintas épocas (Cuaternario, Plioceno, Mioceno Superior, y como se verá por ser estas dos últimas poblaciones estadísticamente indistinguibles, Mioceno Superior-Plioceno) se detallan en la *tabla 5.V*. Las direcciones y VGPs correspondientes se muestran en las *figuras 5.5-8*. En estas tablas y figuras, los resultados de la “Recopilación” se comparan en cada época con los de “Este estudio”. Además se presentan en cada una de ellas los resultados de ambos agrupamientos analizados de forma conjunta en la agrupación denominada “Todos” (*tablas 5.V-VI y figuras 5.5-8*).

Para conocer si cada agrupación (“Este estudio”, “Recopilación”, “Todos”) promedia en cada época la Variación Secular y aísla adecuadamente las ChRMs, se efectúan tests de inversión (*McFadden & McElhinny, 1990*) en cada agrupación con las direcciones de los polos paleomagnéticos de sus respectivas poblaciones de polaridad normal e invertida. Los resultados de estos tests se muestran en la *tabla 5.V*.

Por último (*tabla 5.VI*), las direcciones observadas (D_o , I_o) en cada época para cada agrupación se compara con las direcciones esperadas de los respectivos polos de referencia (D_e , I_e), para conocer los parámetros de rotación ($R=D_o-D_e$) y aplanamiento de la inclinación ($F=I_e-I_o$) con sus respectivos valores de incertidumbre (ΔR , ΔF) asociados (Demarest, 1983).

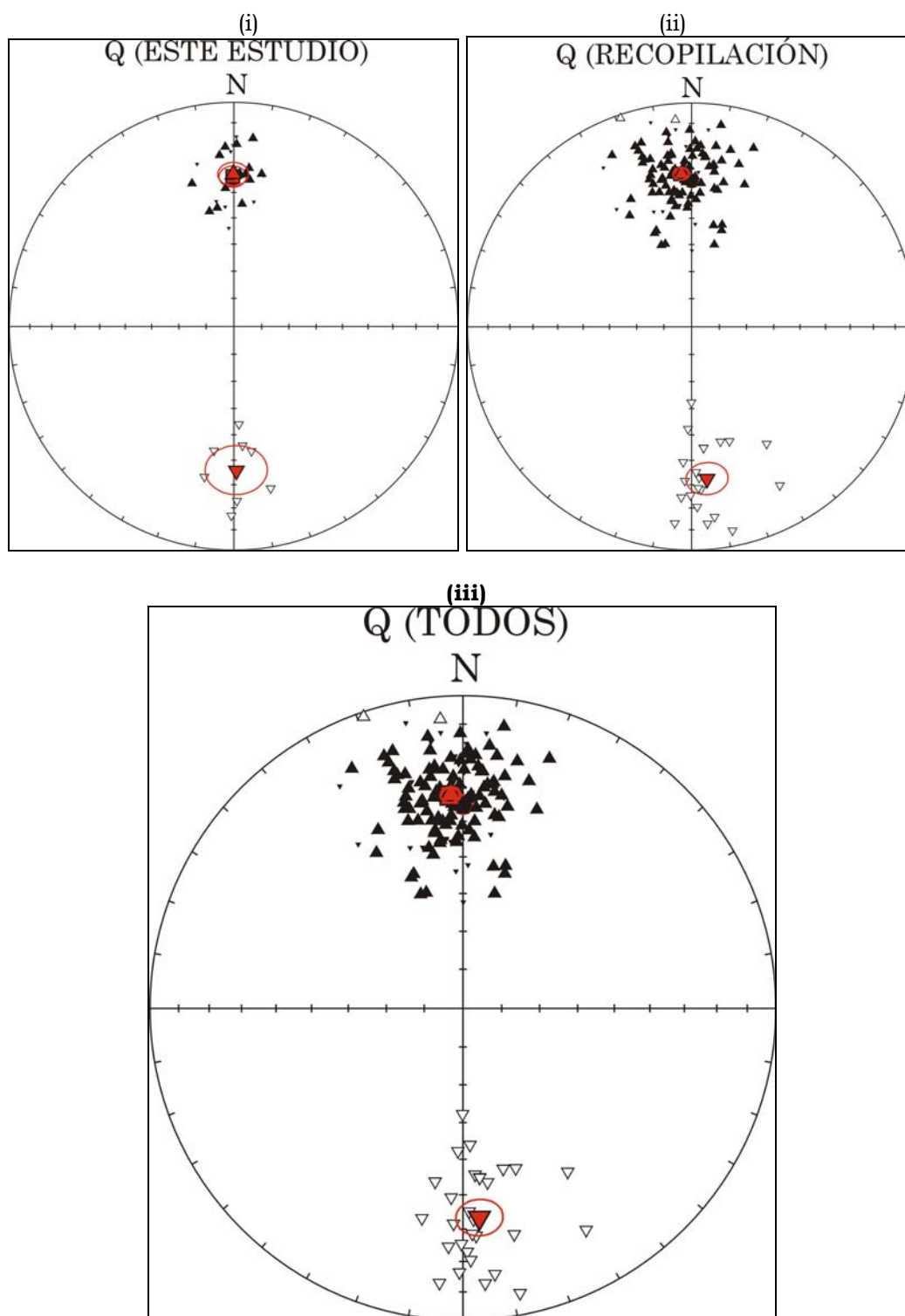


Fig. 5.5: Declinación e inclinación de los sitios del **Cuaternario** del TMVB en proyección de igual área (**triángulos hacia arriba:** polaridad normal; **triángulos hacia abajo:** polaridad invertida); con las direcciones medias (triángulos grandes **en rojo**) de las poblaciones normal e invertida junto a sus **círculos** de confianza al 95%, (en **rojo**) y dirección media (**cuadrado rojo**) de ambas poblaciones (la normal y la invertida representada antipodalmente –triángulos negros pequeños-) con su **círculo** de confianza al 95% (en **rojo**). **(i):** Para los sitios de “Este estudio”. **(ii):** Para los sitios de la “Recopilación”. **(iii):** Para los sitios de “Este estudio y la “Recopilación” juntos (“Todos”).

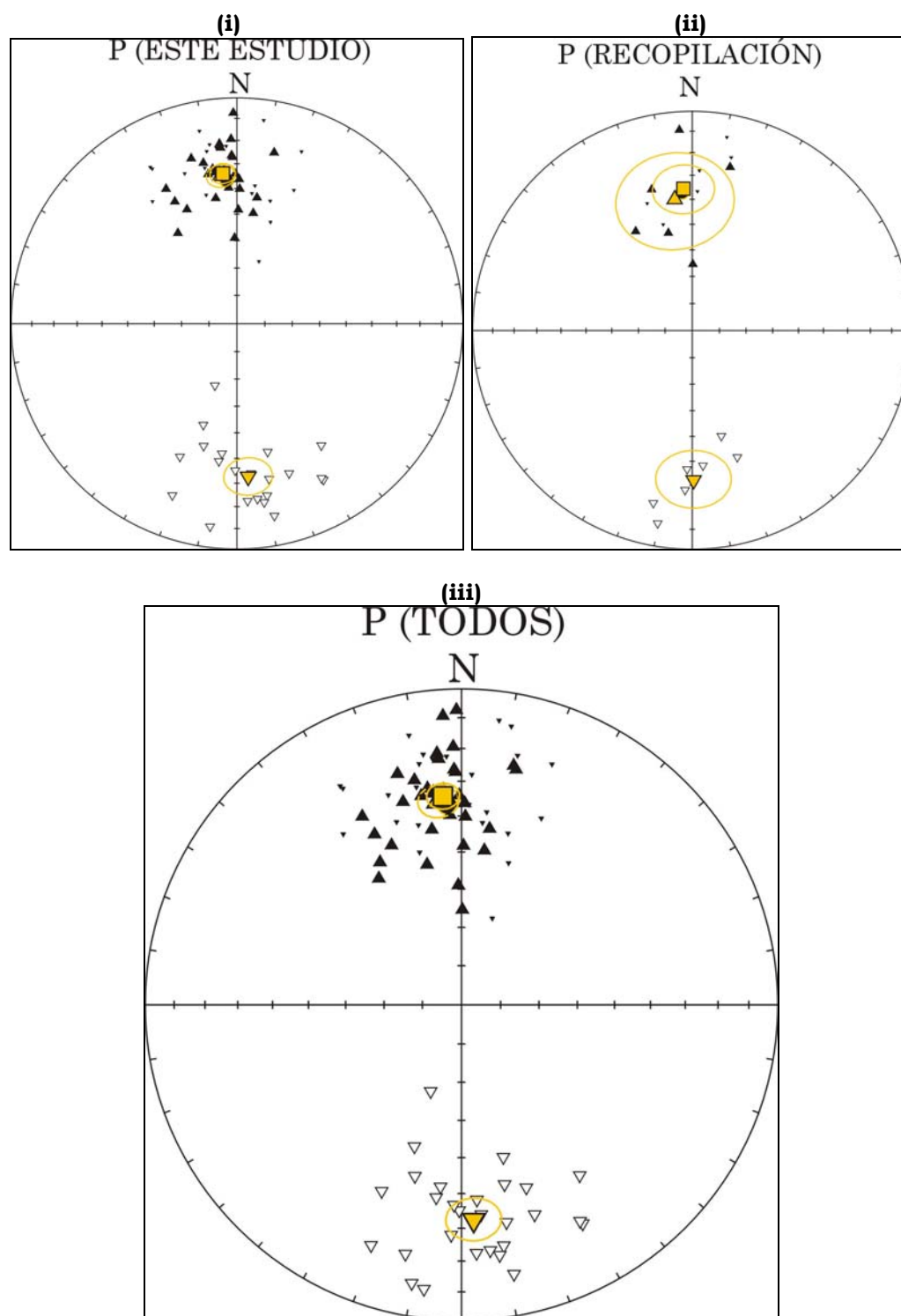


Fig. 5.6: Declinación e inclinación de los sitios del **Cuaternario** del TMVB en proyección de igual área (**triángulos hacia arriba:** polaridad normal; **triángulos hacia abajo:** polaridad invertida); con las direcciones medias (triángulos grandes **en amarillo**) de las poblaciones normal e invertida junto a sus **círculos** de confianza al 95%, (en **amarillo**) y dirección media (**cuadrado amarillo**) de ambas poblaciones (la normal y la invertida representada antipodalmente –triángulos negros pequeños–) con su **círculo** de confianza al 95% (en **amarillo**). **(i):** Para los sitios de “**Este estudio**”. **(ii):** Para los sitios de la “**Recopilación**”. **(iii):** Para los sitios de “Este estudio y la “Recopilación” juntos (“**Todos**”).

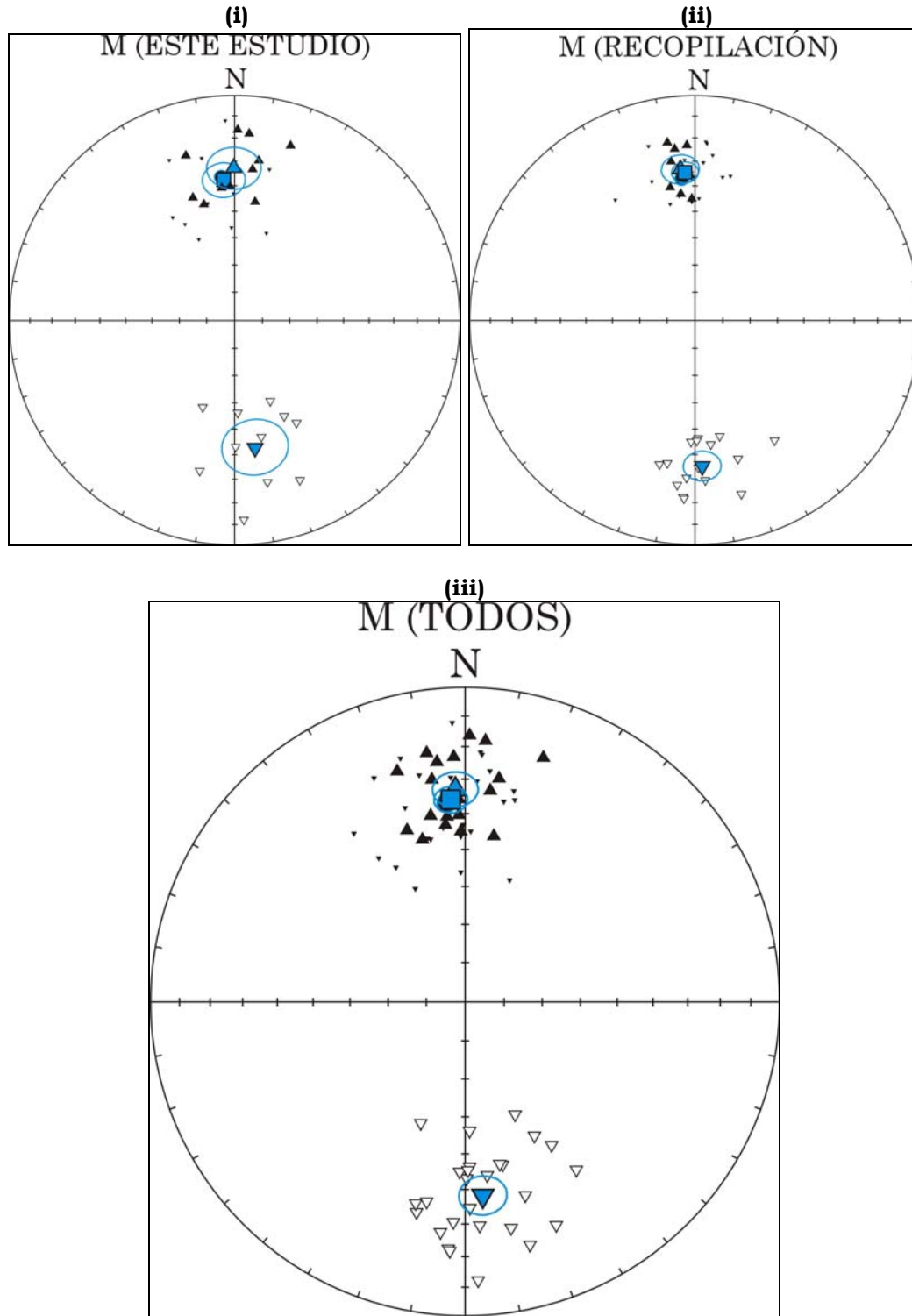


Fig. 5.7: Declinación e inclinación de los sitios del **Cuaternario** del TMVB en proyección de igual área (**triángulos hacia arriba**: polaridad normal; **triángulos hacia abajo**: polaridad invertida); con las direcciones medias (triángulos grandes **en azul**) de las poblaciones normal e invertida junto a sus **círculos** de confianza al 95%, (en **azul**) y dirección media (**cuadrado azul**) de ambas poblaciones (la normal y la invertida representada antipodalmente –triángulos negros pequeños-) con su **círculo** de confianza al 95% (en **azul**). **(i)**: Para los sitios de “Este estudio”. **(ii)**: Para los sitios de la “Recopilación”. **(iii)**: Para los sitios de “Este estudio y la “Recopilación” juntos (“Todos”).

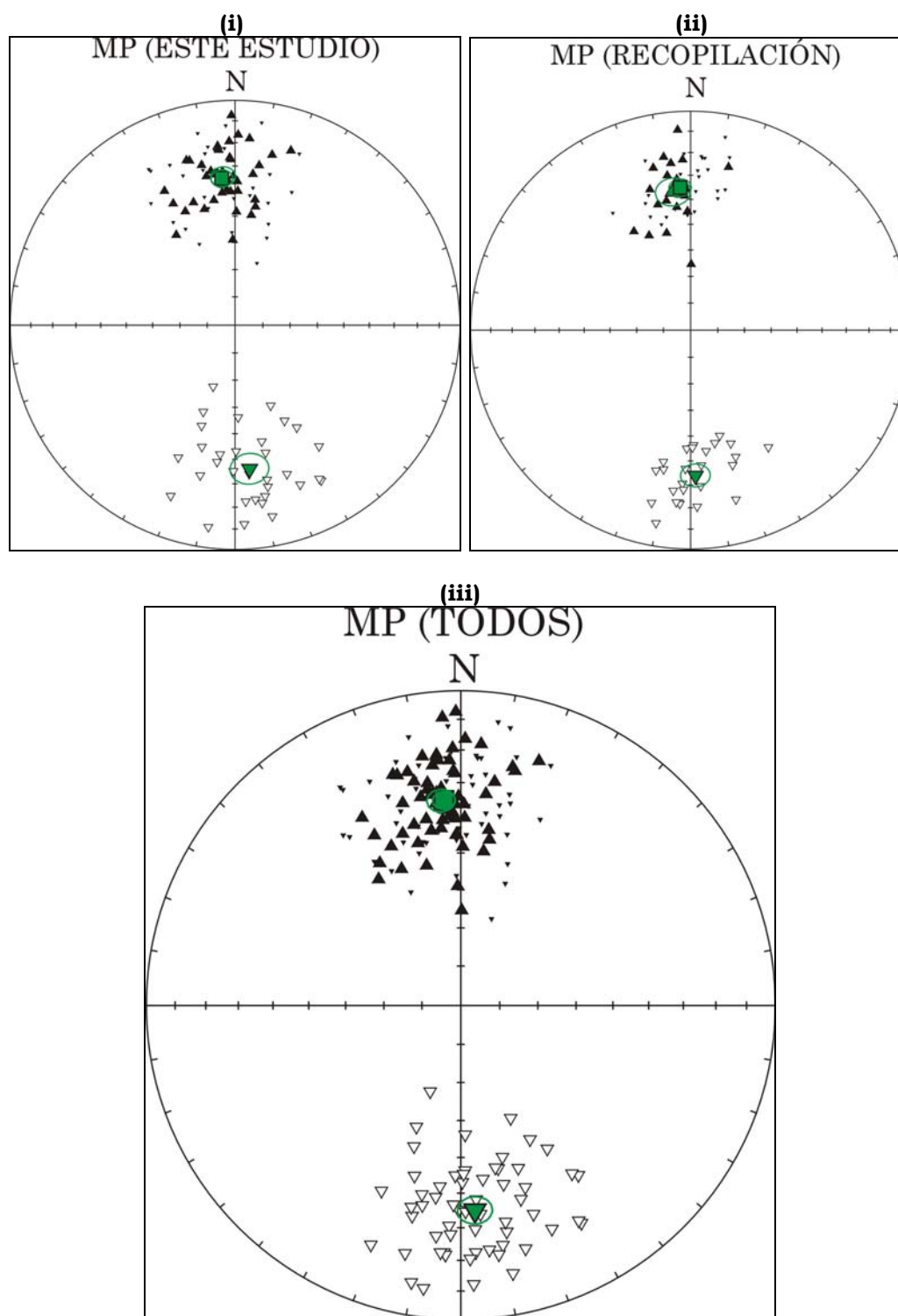


Fig. 5.8: Declinación e inclinación de los sitios del **Cuaternario** del TMVB en proyección de igual área (**triángulos hacia arriba:** polaridad normal; **triángulos hacia abajo:** polaridad invertida); con las direcciones medias (triángulos grandes **en verde**) de las poblaciones normal e invertida junto a sus **círculos** de confianza al 95%, (**en verde**) y dirección media (**cuadrado verde**) de ambas poblaciones (la normal y la invertida representada antipodalmente –triángulos negros pequeños–) con su **círculo** de confianza al 95% (**en verde**). **(i):** Para los sitios de “Este estudio”. **(ii):** Para los sitios de la “Recopilación”. **(iii):** Para los sitios de “Este estudio y la “Recopilación” juntos (“Todos”).

Edad	N	Dec	Inc	k	α_{95}	r_{sum}	Plong	Plat	K	A_{95}	R_{sum}
Q ("Este estudio")	24	359.5	33.6	47.3	4.3	23.513	130.9	89.2	70.7	3.5	23.675
Q (N)	16	359.8	32.5	58.4	4.9	15.743	97.4	88.7	83.9	4.0	15.821
Q (R)	8	179.0	-35.8	31.6	10.0	7.779	217.4	88.5	49.3	8.0	7.858
Q ("Recopilación")	118	355.9	32.1	29.7	2.4	114.059	149.8	85.7	41.1	2.1	115.153
Q (N)	97	356.2	32.1	31.1	2.6	93.908	147.4	86	42.3	2.2	94.729
Q (R)	21	174.2	-32.1	23.7	6.7	20.158	157.8	84.3	35.3	5.4	20.433
Q ("Todos")	142	356.5	32.4	31.3	2.1	137.537	149.2	86.3	43.9	1.8	138.790
Q (N)	113	356.7	32.2	33.3	2.3	109.633	145.1	86.5	45.3	2.0	110.527
Q (R)	29	175.5	-33.1	25.7	5.4	27.911	162.4	85.7	38.3	4.4	28.269
P ("Este estudio")	50	354.6	33.7	25.6	4.1	48.089	162.6	84.8	29.6	3.8	48.347
P (N)	29	353.7	34.6	35.3	4.6	28.207	169.0	83.9	44.2	4.1	28.366
P (R)	21	175.8	-32.4	18.1	7.7	19.896	148.7	86.0	19.9	7.3	19.994
P ("Recopilación")	13	356.5	35.5	17.5	10.2	12.314	180.2	86.0	22.7	8.9	12.472
P (N)	6	352.4	39.5	12.3	19.9	5.592	197.2	81.8	15.7	17.4	5.682
P (R)	7	179.5	-32.1	25.3	12.2	6.763	113.2	87.8	33.7	10.5	6.822
P ("Todos")	63	355.0	34.1	23.8	3.7	60.394	165.6	85.1	28.4	3.4	60.813
P (N)	35	353.5	35.4	27.9	4.7	33.781	174.8	83.7	35.3	4.1	34.036
P (R)	28	176.8	-32.4	20.0	6.2	26.651	143.3	86.6	22.7	5.8	26.811
M ("Este estudio")	22	355.6	37.4	21.0	6.9	20.998	192.8	85.3	23.7	6.5	21.113
M (N)	11	359.7	32.7	29.1	8.6	10.656	91.6	87.7	36.7	7.6	10.728
M (R)	11	170.8	-42.1	18.2	11.0	10.451	206.2	79.8	19.5	10.6	10.488
M ("Recopilación")	26	355.9	35.1	39.1	4.6	25.360	164.6	86.1	43.4	4.4	25.423
M (N)	9	354.5	33.0	75.3	6.0	8.894	147.2	84.7	143.1	4.3	8.944
M (R)	17	176.7	-36.3	30.7	6.5	16.478	179.3	86.6	31.2	6.5	16.487
M ("Todos")	48	355.8	36.2	28.5	3.9	46.348	178.6	85.9	31.9	3.7	46.527
M (N)	20	357.3	32.9	40.9	5.2	19.536	128.6	86.7	55.5	4.4	19.657
M (R)	28	174.5	-38.5	24.0	5.7	26.876	197.0	84.1	25.1	5.6	26.924
MP ("Este estudio")	72	354.9	34.8	24.1	3.5	69.054	171.0	85.1	27.8	3.2	69.444
MP (N)	40	355.4	34.1	33.3	4.0	38.830	161.2	85.4	41.1	3.6	39.050
MP (R)	32	174.3	-35.8	17.5	6.2	30.233	182.0	84.6	19.4	5.9	30.404
MP ("Recopilación")	50	356.3	34.6	24.7	4.1	48.015	166.2	86.2	32.1	3.6	48.474
MP (N)	21	352.8	36.5	31.0	5.8	20.355	179.5	83.2	41.2	5.0	20.514
MP (R)	29	178.9	-33.2	21.9	5.8	27.723	132.4	87.9	28.5	5.1	28.016
MP ("Todos")	122	355.5	34.8	24.5	2.6	117.062	169.3	85.6	29.6	2.4	117.913
MP (N)	61	354.5	34.9	32.7	3.2	59.164	169.2	84.7	41.3	2.9	59.549
MP (R)	61	177.0	-34.4	11.9	5.5	55.967	169.5	86.5	22.9	3.9	58.378

Edad	Clasificación del test de inversión
Q ("Este estudio")	$\gamma_0 = 2.24^\circ < \gamma_c = 7.66^\circ \rightarrow \mathbf{R\ b}$
Q ("Recopilación")	$\gamma_0 = 1.87^\circ < \gamma_c = 5.39^\circ \rightarrow \mathbf{R\ b}$
Q ("Todos")	$\gamma_0 = 1.32^\circ < \gamma_c = 4.50^\circ \rightarrow \mathbf{R\ a}$
P ("Este estudio")	$\gamma_0 = 2.70^\circ < \gamma_c = 7.70^\circ \rightarrow \mathbf{R\ b}$
P ("Recopilación")	$\gamma_0 = 8.23^\circ < \gamma_c = 18.21^\circ \rightarrow \mathbf{R\ c}$
P ("Todos")	$\gamma_0 = 3.85^\circ < \gamma_c = 6.89^\circ \rightarrow \mathbf{R\ b}$
M ("Este estudio")	$\gamma_0 = 11.30^\circ < \gamma_c = 12.55^\circ \rightarrow \mathbf{R\ c}$
M ("Recopilación")	$\gamma_0 = 3.01^\circ < \gamma_c = 9.27^\circ \rightarrow \mathbf{R\ b}$
M ("Todos")	$\gamma_0 = 5.59^\circ < \gamma_c = 7.43^\circ \rightarrow \mathbf{R\ b}$
MP ("Este estudio")	$\gamma_0 = 1.96^\circ < \gamma_c = 6.54^\circ \rightarrow \mathbf{R\ b}$
MP ("Recopilación")	$\gamma_0 = 5.57^\circ < \gamma_c = 7.25^\circ \rightarrow \mathbf{R\ b}$
MP ("Todos")	$\gamma_0 = 1.77^\circ < \gamma_c = 4.79^\circ \rightarrow \mathbf{R\ a}$

Tabla 5.V: (arriba) Resultados paleomagnéticos de las agrupaciones representadas en las figuras 5.5 a 5.8. **Q:** Cuaternario; **P:** Plioceno; **M:** Mioceno, **MP:** Mioceno-Plioceno; **(N)/ (R):** población de polaridad normal/invertida; **N:** n° de sitios; **Dec, Inc:** declinación e inclinación observadas; **k, α_{95} , r_{sum} :** parámetros de precisión, semiángulo de confianza al 95%, y vector resultante (Fisher, 1953) relativa a la dirección media observada; **Plat, Plong :** latitud y longitud del polo paleomagnético; **K, A_{95} , R_{sum} :** parámetros de precisión, semiángulo de confianza al 95%, y vector resultante (Fisher, 1953) relativa al polo paleomagnético. **(abajo):** resultados del test de inversión (McFadden & McElhinny, 1990); **γ_0/γ_c :** distancia angular entre los polos de las poblaciones de distinta polaridad / ángulo crítico; **. R_a , R_b , R_c ,** clasificación del test de inversión: positivo 'A', 'B', 'C' (en función de γ_c).

TMVB (“Este estudio”/ “Recopilación”/ “Todos” (“Este estudio”+”Recopilación”))						Polos referencia (Besse-Courtillot, 2002)				Dirección esperada		Rotación (en D) y Aplanamiento (I)	
Edad	SLat	Slong	N	Do	Io	Edad	Plat	Plong	A ₉₅	De	Ie	R±Δ R	F±ΔF
Q (“Este estudio”)	19.4	-99.9	24	359.5	33.6	0	90	0	--	0	35.2	-0.5±4.1	1.6±3.4
Q (“Recopilación”)	19.6	-99.8	118	355.9	32.1	0	90	0	--	0	35.5	-4.1±2.2	3.4±1.9
Q (“Todos”)	19.6	-100.0	142	356.5	32.4	0	90	0	--	0	35.5	-3.5±2.0	3.1±1.7
P (“Este estudio”)	20.1	-100.6	50	354.6	33.7	3.1	86.1	174.8	2.6	355.9	36.7	-1.3±4.5	3.0±4.5
P (“Recopilación”)	20.4	-100.0	13	356.5	35.5	3.1	86.1	174.8	2.6	355.8	37.0	0.7±10.3	1.5±8.7
P (“Todos”)	20.1	-100.5	63	355.0	34.1	3.1	86.1	174.8	2.6	355.9	36.7	-0.9±4.2	2.6±4.2
M (“Este estudio”)	20.4	-100.3	22	355.6	37.4	11.9	84.6	164.4	3.1	354.2	36.3	1.4±7.4	-1.1±6.6
M (“Recopilación”)	20.6	-102.3	26	355.9	35.1	11.9	84.6	164.4	3.1	354.7	36.8	1.2±5.2	1.7±5.2
M (“Todos”)	20.5	-101.4	48	355.8	36.2	11.9	84.6	164.4	3.1	354.3	36.1	1.5±4.7	-0.1±4.8
MP (“Este estudio”)	20.1	-100.5	72	354.9	34.8	8.3	85.0	168.1	2.0	354.7	35.9	0.2±3.8	1.1±3.7
MP (“Recopilación”)	20.4	-100.5	50	356.3	34.6	8.3	85.0	168.1	2.0	354.7	36.3	1.6±4.3	1.7±4.0
MP (“Todos”)	20.2	-100.5	122	355.5	34.8	8.3	85.0	168.1	2.0	354.7	36.0	0.8±3.1	1.2±3.2

Tabla 5.VI: Resultados paleomagnéticos de las direcciones medias observadas (**Do**, **Io**) de las distintas agrupamientos por edades (representadas en las figuras 5.6 a 5.8) comparados con las direcciones esperadas (**De**, **Ie**) para los polos de referencia del eje de rotación terrestre (para **Q**: Cuaternario) y de la curva de deriva polar de Norte América (para **P**: Plioceno; **M**: Mioceno, **MP**: Mioceno-Plioceno); **Edad**: Edad del agrupamiento/edad media de la ventana del polo de referencia; **Slat**, **Slong**: promedio de la latitud y longitud del agrupamiento; **N**: n° de sitios; **Plat**, **Plong**, **A₉₅**: latitud y longitud del polo paleomagnético (eje y Besse & Courtillot, 2002) con el semiángulo de confianza al 95% (Fisher, 1953); **R±ΔR**, **F±ΔF**: parámetros de rotación para la declinación y aplanamiento de la inclinación, respectivamente, con sus respectivos errores asociados (Demarest, 1983).

En la metodología paleomagnética existen diferentes criterios para la elección de un ángulo de corte que excluya, de un conjunto de direcciones, aquéllas que sean representativas de direcciones intermedias del campo geomagnético (transiciones de polaridad). Para no sesgar cualquier tipo de perturbación tectónica en el análisis de este capítulo, el criterio para el ángulo de corte que se ha utilizado en el conjunto de datos de las agrupaciones (cuyos resultados se reflejan en las *figuras 5.5 a 5.12* y en las *tablas 5.V a 5.VII*) ha sido el menos restrictivos de todos: el de excluir únicamente las direcciones que tengan una latitud del VGP correspondiente inferior a 45° (las denominadas “intermedias” en la *tabla 5.IV* -sitios en cursiva-). Esto ha supuesto únicamente la exclusión de 9 de los 204 sitios de la recopilación (6 del Cuaternario, 1 del Plioceno, ninguno del Mioceno, 1 del Neógeno y 1 del Plio-Cuaternario).

(En el capítulo 6 que estudia la Paleovariación secular de lavas se comparará este criterio con otro más restrictivo que considera un ángulo de corte dependiente de la latitud aplicado también a los diferentes agrupamientos analizados en este capítulo).

5.5: IMPLICACIONES TECTÓNICAS.

Los resultados obtenidos en el TMVB a partir de la “Recopilación” de las direcciones seleccionadas atendiendo a un criterio de calidad confirman las implicaciones tectónicas de los resultados obtenidos en los sitios muestreados en “Este estudio”, como puede observarse si se comparan los valores de las *Tablas 5.V y 5.VI*.

Se encuentra en ambas agrupaciones que:

(i) Para todas las épocas, las agrupaciones estudiadas poseen una distribución de direcciones medias y polos paleomagnéticos que pasan el test de inversión (McFadden & McElhinny, 1990), con clasificaciones positivas positivas de tipo “A” (“Ra”: $\gamma_C \leq 5^\circ$), “B” en la mayoría de los casos (“Rb”: $5^\circ < \gamma_C \leq 10^\circ$), o “C” en los dos casos con menor número de sitios (“Rc”: $10^\circ < \gamma_C \leq 20^\circ$). Cuando el número de datos es alto, como por ejemplo en el agrupamiento “Todos” en el caso Cuaternario o “Mioceno Superior-Plioceno”, la antipodalidad de las poblaciones normal e invertida es excelente y en ambos casos el test es positivos tipo A, “Ra”.

(ii) Los parámetros de rotación y aplanamiento de la inclinación son menores que sus incertidumbres asociadas, en general menores de 5° (salvo en el vulcanismo Cuaternario de “Recopilación” que se tienen valores de R y F mayores que ΔR y ΔF -el polo geográfico no “aporta” aquí su error a ΔR y ΔF -, pero en todo caso son del orden de 4° y además los sitios de edad más antigua no registran esa tendencia). Esto quiere decir que tanto la declinación como la inclinación observadas concuerdan dentro de la incertidumbre con las direcciones esperadas para los polos de referencia, considerando el dipolo geocéntrico axial (polo geográfico) para la época del Cuaternario o los polos de Besse & Courtillot (2002) para el Plioceno (ventana con edad media de 3.1 Ma), o el Mioceno Superior (ventana con edad media de 11.1 Ma),

(iii) Los polos paleomagnéticos del vulcanismo del Plioceno son indistinguibles de los del vulcanismo del Mioceno Superior. Por ello ambas épocas también se han agrupado para aportar un polo correspondiente al Mioceno Superior – Plioceno. Este polo es a su vez también indistinguible (*figura 5.9*) del polo de referencia correspondiente para Norte América (ventana con edad media de 8.3 Ma).

Por último se ha hecho una última reagrupación con el conjunto de los datos (“Todos”) de los diferentes agrupamientos de “Este estudio” y la “Recopilación” juntos, dividiéndolos esta vez, en cada época, según un criterio de localización geográfica, atendiendo al sector del TMVB al que pertenecen los sitios.

Las direcciones medias de los sectores Occidental, Central y Oriental para cada época se comparan en las *figuras 5.10 a 5.12* con las direcciones esperadas correspondientes.

Tampoco puede observarse (ver los parámetros de rotación y aplanamiento en las *tablas* insertas en las *figuras 5.10 a 5.12*) ninguna rotación detectable paleomagnéticamente entre los diferentes sectores, ni entre cada uno de ellos y las direcciones esperadas para el polo geográfico (Cuaternario, *figura 5.10*) o para los polos de Besse y Courtillot (2002) para Norte América correspondientes al Plioceno (*figura 5.11*) o al Mioceno Superior (*figura 5.12*): de nuevo los valores de R y F son del orden –o menores- que los de sus incertidumbres ΔR y ΔF .

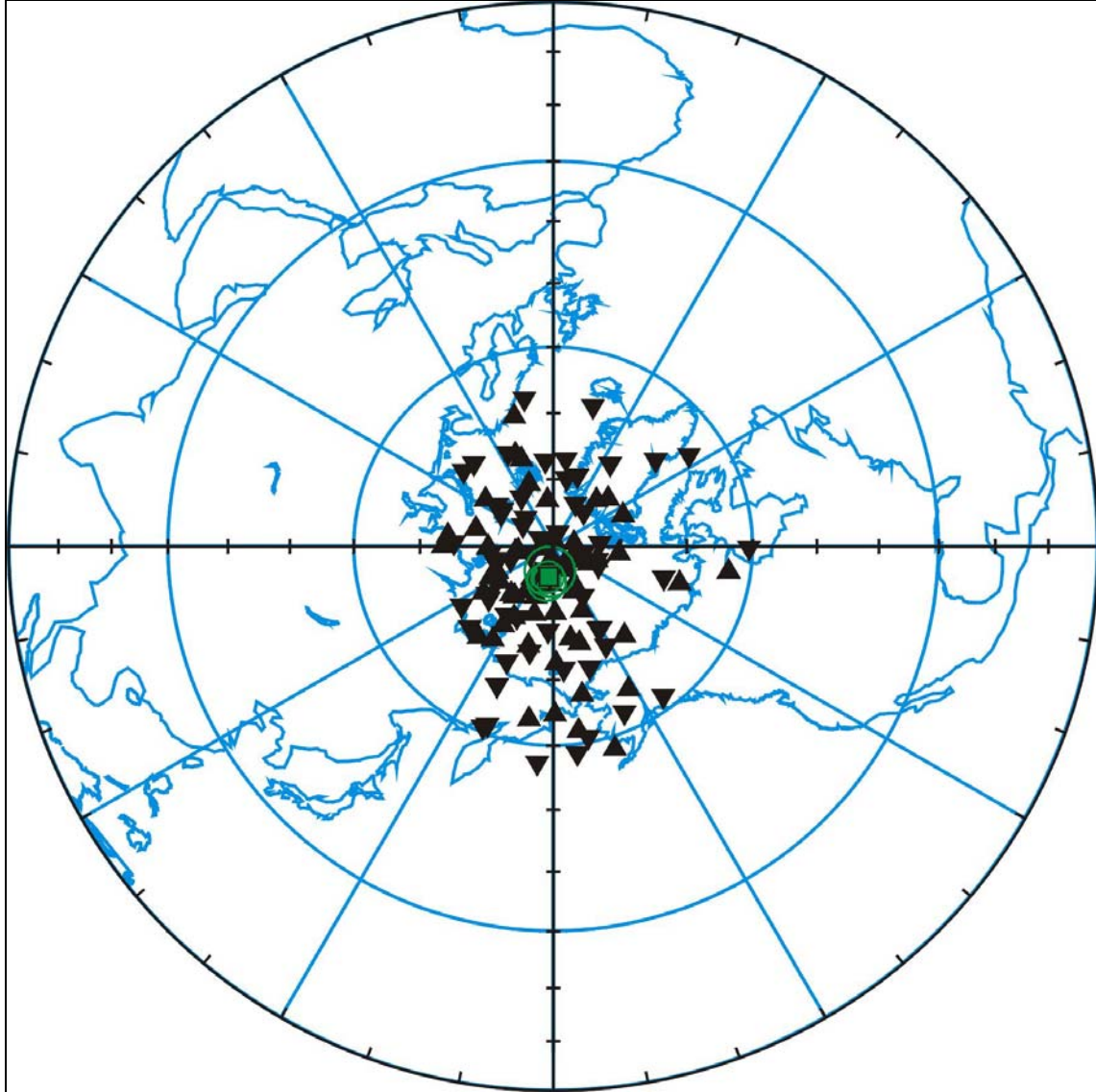


Fig. 5.9: Polos geomagnéticos virtuales (VGPs) del **Mioceno Superior - Plioceno** del TMVB de los sitios de “**Todos**” (los sitios de “Este estudio” y los de la “Recopilación” juntos). **Triángulos negros hacia arriba / hacia abajo:** VGPs de polaridad normal / invertida . **Círculos** (huecos) **verdes:** círculos de confianza al 95% de los polos paleomagnéticos del TMVB. **Triángulos verdes :** Polos paleomagnéticos de las poblaciones de polaridad normal e invertida.

Se compara el polo paleomagnético del Mioceno Superior-Plioceno del TMVB (**cuadrado verde**), con el polo de referencia (BC02) para Norte América (**círculo sólido verde**).

Todos los polos paleomagnéticos citados son indistinguibles estadísticamente entre sí.

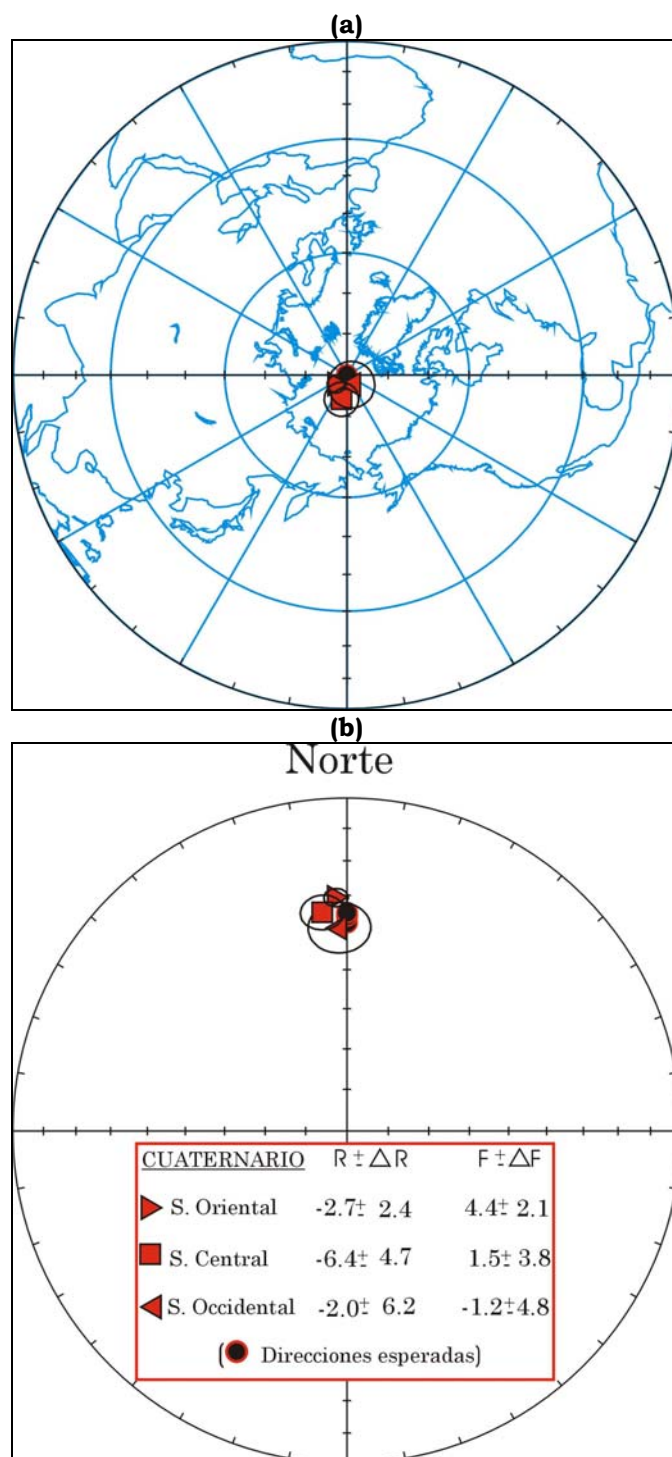


Fig. 5.10: (a) Polos geomagnéticos virtuales (VGPs) del **Cuaternario** del TMVB (“Este estudio” y los de la “Recopilación” juntos) del sector Oriental (**triángulo rojo con vértice hacia la derecha**), del sector Central (**cuadrado rojo**) y del sector Occidental (**triángulo rojo con vértice hacia la izquierda**), junto a sus **círculos** de confianza al 95% (en **negro**); comparados con el polo geomagnético de referencia (**círculo rojo**). (b) Direcciones paleomagnéticas de los sitios del **Cuaternario** de los sectores Occidental, Central y Oriental del TMVB (“Este estudio” y los de la “Recopilación” juntos), comparados con las direcciones esperadas; y tabla inserta con los parámetros de rotación, **R**, y aplanamiento, **F**, con sus errores asociados (Demarest, 1983).

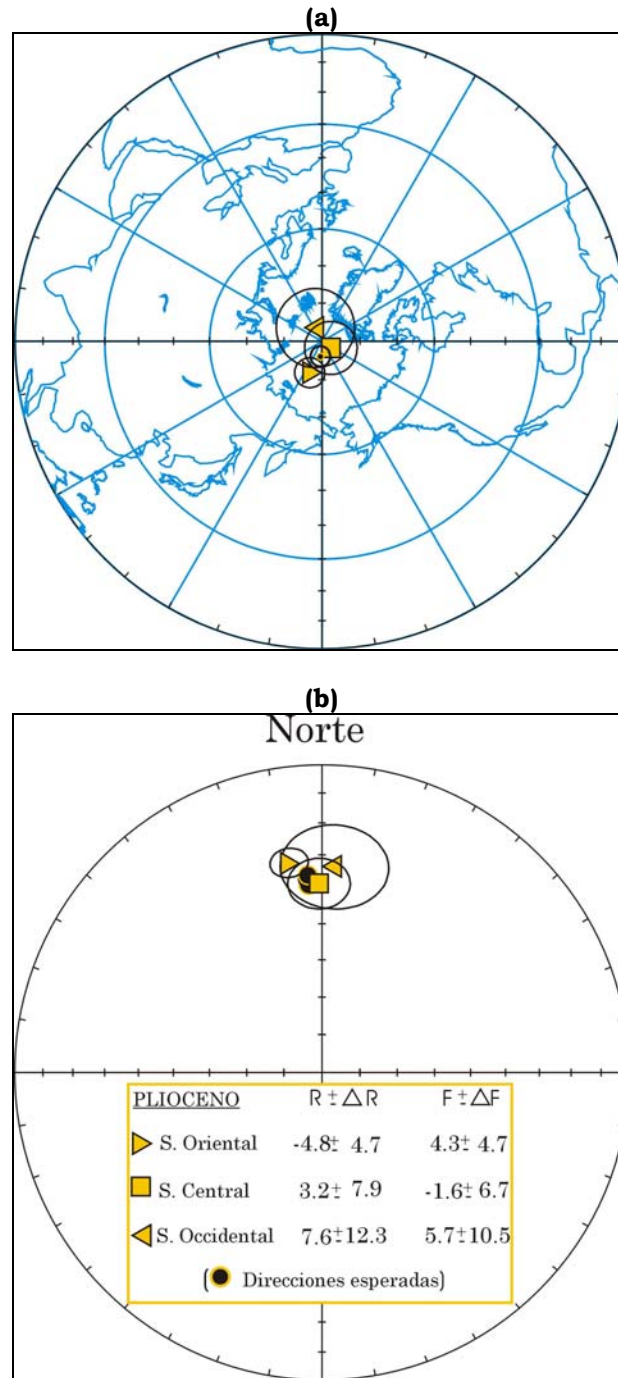


Fig. 5.11: (a) Polos geomagnéticos virtuales (VGPs) del **Plioceno** del TMVB (“Este estudio” y los de la “Recopilación” juntos) del sector Oriental (**triángulo amarillo con vértice hacia la derecha**), del sector Central (**cuadrado amarillo**) y del sector Occidental (**triángulo amarillo con vértice hacia la izquierda**), junto a sus **círculos** de confianza al 95% (en **negro**); comparados con el polo geomagnético de referencia (BC02, **círculo amarillo**). (b) Direcciones paleomagnéticas de los sitios del **Plioceno** de los sectores Occidental, Central y Oriental del TMVB (“Este estudio” y los de la “Recopilación” juntos) , comparados con las direcciones esperadas; y tabla inserta con los parámetros de rotación, **R**, y aplanamiento, **F**, con sus errores asociados (Demarest, 1983).

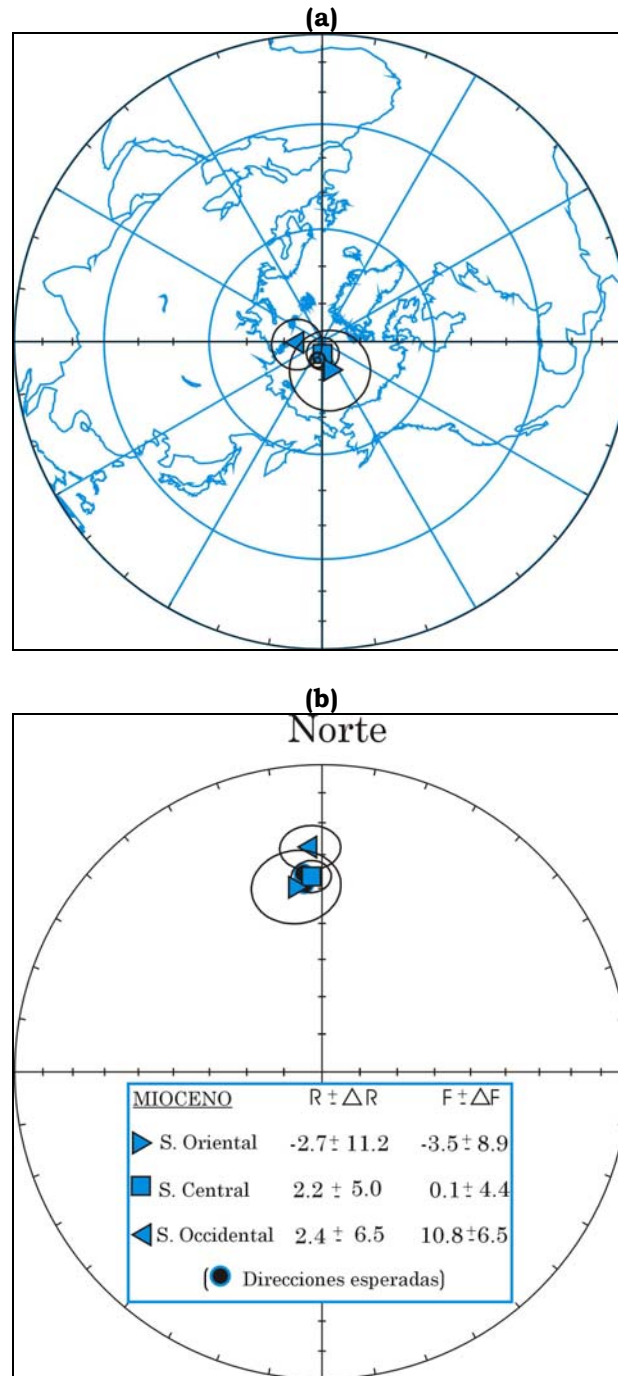


Fig. 5.12: (a) Polos geomagnéticos virtuales (VGPs) del **Mioceno** del TMVB (“Este estudio” y los de la “Recopilación” juntos) del sector Oriental (**triángulo azul con vértice hacia la derecha**), del sector Central (**cuadrado azul**) y del sector Occidental (**triángulo azul con vértice hacia la izquierda**), junto a sus **círculos** de confianza al 95% (en **negro**); comparados con el polo geomagnético de referencia (BC02, **círculo azul**). (b) Direcciones paleomagnéticas de los sitios del **Mioceno** de los sectores Occidental, Central y Oriental del TMVB (“Este estudio” y los de la “Recopilación” juntos), comparados con las direcciones esperadas; y tabla inserta con los parámetros de rotación, **R**, y aplanamiento, **F**, con sus errores asociados (Demarest, 1983).

Se ha encontrado por tanto que los resultados obtenidos a partir de la recopilación selectiva realizada en los artículos de paleomagnetismo en el TMVB publicados desde 1971, de la que se han usado 168 sitios individuales para su análisis tectónico atendiendo a criterios de calidad (118 del Cuaternario, 13 del Plioceno, 26 del Mioceno y 11 del Mioceno-Plioceno), confirman los resultados obtenidos en los 96 sitios (24 del Cuaternario, 50 del Plioceno y 22 del Mioceno válidos para su análisis tectónico) de los tres sectores del TMVB analizados paleomagnéticamente en los capítulos 2, 3, y 4 de este estudio.

Estos resultados no apoyan la existencia de grandes rotaciones de bloques a escala regional detectables paleomagnéticamente (mayores de unos 5-10°) como los encontrados en el TMVB (ver sección 5.3).

Esto sugiere que el TMVB puede ser considerado un único dominio tectónico (es decir, no se aprecian rotaciones de bloques diferentes en él).

La posible existencia de rotaciones (antihorarias) en regiones más locales, p.ej, las propuestas en volcanes del Mioceno al Cuaternario en la región de Chapala (*tabla 5.IV, ref.9*) o en los basaltos Miocenos del sector Central (*Alva-Valdivia et al., 2000*), no ha sido todavía confirmada con tests paleomagnéticos que apoyen la fiabilidad de los resultados.

Los resultados paleomagnéticos aquí presentados parecen ser consistentes con un régimen transtensional en el que la componente de cizalladura (sinistral debido a la convergencia oblicua entre Cocos y Norte América) no es tan relevante como lo es la extensión.

Referencias del capítulo 5:

- Aguirre-Díaz, G.J., Urrutia Fucugauchi, J., and Soler Arechalde, A., and McDowell, F. W. Stratigraphy, K-Ar ages, and Magnetostratigraphy of the Acambay graben, central Mexican Volcanic Belt. Geological Society of America. (1999). Special Paper, 334.
- Alor, J., and Uribe, J., 1986. Geología y paleomagnetismo de una parte del estado de Michoacán. *Listosfera*, 1, 29 pp.
- Alva-Valdivia, L.M., Goguitchaichvili, A., Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., and Zamorano-Orozco, J.J., 2000. Paleomagnetic data from the Trans-mexican Volcanic Belt: implications for tectonics and volcanic stratigraphy. *Earth Planets Space*, 52, 467-478.
- Besse, J. and Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the Geometry of the magnetic Field in the last 200 Million Years, *Journal of Geophysical Research*, v. 107, NO. B11, 2300, doi:10.1029/2000JB000050.
- Böhm, H. and Negendank, J.F.W. Preliminary results of paleomagnetic measurements of tertiary-Quaternary igneous rocks from the eastern part of the transmexican volcanic belt. *Geof. Int.* 20-3, (1981) pp.235-248
- Böhm, H., Urrutia Fucugauchi, J., Herrero-Barvera, E., Paleomagnetic data from central Mexico and their use for paleosecular variation. *Phys. Earth Planet. Inter.* 64 (1990), pp. 224-236.
- Böhm, H. and Molina-Garza, R. Secular variation in Mexico during the last 40.000 years. *Phys. Earth Planet. Inter.* 133 (2002), pp. 99-109.
- Clement, B.M., Conner, C.B., Graper, G., 1993. Paleomagnetic estimate of the emplacement temperature of the long-runout Nevado de Colima volcanic debris avalanche deposit, Mexico. *Earth Planet. Sci. Lett.* 120, 499-510.
- Delgado-Granados, H., Urrutia Fucugauchi, J., Hasenaka, T. and Ban, M., 1995. Southwestward volcanic migration in the western trans-Mexican volcanic belt during the last 2 Ma, *Geofis. Int.* 34, pp. 341-352.
- Demarest, H.H. 1983. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *J. Geophys. Res.* 88, 4321-4328.
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C.M. and Manetti, P., 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 161-187.
- Fisher, R.A., 1953. "Dispersion on a sphere". *Proc. R. Soc. (London) A.* 217, 295-305.
- Goguitchaichvili, A., Alva-Valdivia, L.M., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., González, J.A., Morales, J. and Solé, J., (2002 a). An integrated paleomagnetic study of Rio Grande de Santiago volcanic succession (trans-Mexican volcanic belt): revisited. *Phys. Earth Planet. Inter.* 130), pp. 175-194.
- Goguitchaichvili, A., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Cervantes, M.A. y Caballero, C. (2002b). Magnetic mineralogy, Paleomagnetism, and Magnetostratigraphy of Nayarit Volcanic Formations (Western Mexico): A pilot study. *Int. Geology Review*. Vol 44 p 1-13.

- Gonzalez, S., Sherwood, G., Böhnell, H. and Schnepf, E. Paleosecular variation in Central Mexico over the last 30000 years: the record from lavas. *Geophys. Journal Int.* 130 (1997), 201-219.
- Herrero-Barvera, E., Urrutia Fucugauchi, J., Martín del Pozzo, A.L., Böhnell, H. and Guerrero, J.C., 1986. Normal amplitude Brunhes paleosecular variation at low latitudes: a paleomagnetic record from Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geophys. Res. Lett.* 13, pp. 1442-1445.
- Maillol, J.M., Bandy, W.L. and Ortega-Ramírez, J., 1997. Paleomagnetism of Plio-Quaternary basalts in the Jalisco block, western Mexico. *Geofis. Int.* 36, pp. 21-35.
- Mc Elhinny, M.W., and Lock, J., 1996. IAGA paleomagnetic databases with Asses. *Surv. Geophys.* 17, 757-791.
- Mooser, F., Nairn, A.E.M. and Negendank, J.F.W., 1974. Palaeomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII A paleomagnetic and petrographic study of volcanics of the Valley of Mexico. *Geol. Rundsch.* 63, pp. 451-483.
- Nieto-Obregón, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Cabral-Cano, E. and Guzmán de la Campa, A., 1992. Listric faulting and continental rifting in western Mexico — A paleomagnetic and structural study. *Tectonophysics* 208, pp. 365-376.
- Robin, C. & Bobier, C., 1975. Las fases del vulcanismo en la región de Tlanchinol (Hidalgo, Mexico), según datos paleomagnéticos y geoquímicos. *Bol. Inst. Geología, UNAM*, 95, pp. 49-85.
- Soler-Arechalde, A.M., and Urrutia-Fucugauchi, J., 2000. Paleomagnetism of the Acambay graben, central Transmexican Volcanic belt. *Tectonophysics* 318
- Steele, W.K., 1985. Paleomagnetic constraints on the volcanic history of Iztaccihuatl. *Geofis. Int.*, 24: 159-167.
- Uribe-Cifuentes, R.M. and Urrutia-Fucugauchi, J., 1999. Paleomagnetic study of the Valle de Santiago volcanics, Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Geofis. Int.* 38 , Num 4 pp. 217-230.
- Urrutia-Fucugauchi, J. et al., 1988. Paleomagnetismo y magnetoestratigrafía de la Sierra de la Primavera, Jalisco. *Geofis. Int.*, 24, 47-83.
- Urrutia-Fucugauchi, J., and Rosas-Elguera, J., 1994. J. Urrutia-Fucugauchi and J. Rosas-Elguera, Paleomagnetic study of the eastern sector of Chapala Lake and implications for the tectonics of west-central Mexico. *Tectonophysics* 239 (1994), pp. 61-71.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Alva-Valdivia, L.M., Rosas-Elguera, J., Campos Enriquez, O., Gogitchaichvili, A., Soler Arechalde, A., Caballero, C., Miranda, S., Venegas Salgado, S. And Sánchez Reyes, S., 2000. Magnetostratigraphy of the volcanic sequence of Río Grande de Santiago-Sierra de la Primavera region, Jalisco, western Mexico.
- Watkins, N.D., Gunn, B.M., Baksi, A.K., York, D. and Ade-Hall, J., 1971. Paleomagnetism, geochemistry and potassium-argon ages of the Río Grande de Santiago volcanics, Central Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82, pp. 421-455.

CAPÍTULO 6

VARIACIÓN PALEOSECULAR DEL **CAMPO GEOMAGNÉTICO EN LOS** **ÚLTIMOS 10 Ma.**

6.1: INTRODUCCIÓN.

6.1.1: LA DINAMO.

El campo magnético que se registra en la superficie terrestre es combinación de un campo de origen externo a la Tierra y de otro de origen interno; siendo ésta última contribución la más importante de las dos. El Sol y los grandes planetas del Sistema Solar poseen también, como la Tierra, un campo magnético de origen interno. El problema del origen del campo magnético de estos astros es un interesante problema que aún se encuentra sin resolver. Los astros más investigados son el Sol y la Tierra; y está ampliamente aceptado que los campos magnéticos de origen interno de ambos están causados por la acción de algún modelo de dinamo.

El campo magnético de la Tierra tiene su origen en el líquido rico en hierro de su núcleo externo: un fluido que, a diferencia de aquél que genera el campo magnético del Sol, es casi incompresible, no contiene plasma y está rodeado de un manto esencialmente rígido. Sin embargo parece que, en ambos astros, un fluido eléctricamente conductor, en un cuerpo en rotación y con convección, es capaz de magnificar cierto campo inicial de forma compatible con una transferencia eficiente de calor, creando un enorme campo magnético.

Aunque se haya establecido que un campo magnético pueda generarse por un fluido en movimiento si éste es lo suficientemente vigoroso y complejo (p. ej., ver *Roberts & Gubbins, 1987*), se está todavía lejos de algún modelo completo que refleje satisfactoriamente el comportamiento de estos campos: parámetros críticos para estos modelos aún no pueden conocerse con precisión, e incluso la existencia de alguno todavía es motivo de controversia.

En la actualidad se han mejorado notablemente diferentes modelos capaces de simular el campo magnético terrestre; por tanto el problema urgente es el de determinar la naturaleza del campo geomagnético real a partir de las observaciones directas. A medida que aumenta la potencia de cálculo, se necesita de una mayor interacción entre las observaciones directas del campo geomagnético y sus simulaciones teóricas: al igual que las observaciones deben encaminarse a suministrar un número elevado de datos para satisfacer las

necesidades de los modelos, éstos deben incluir los resultados de las observaciones.

Una ventaja, en el caso de la Tierra, es el hecho de que se conozcan algunas constantes temporales del campo magnético producido por su dinamo (ver *tabla 6.1*), y el que exista información conservada en sus rocas (si bien es cierto que el registro paleomagnético adolece todavía de escasez de datos y se necesita que posea mayor nitidez).

Fenómeno	Tiempo (años)	Refs.
Escala de tiempo más corta observada	1	1, 2
Escala de tiempo de la inversión (en dirección) de polaridad	10^3 a 10^4	3
Escala de tiempo de la velocidad de deriva no-dipolar	10^3 a 10^4	4, 5
Decaimiento libre del campo dipolar	10^4 a 10^5	6
Escala de tiempo característica de cambios en la tasa de inversiones	10^8	7
Longevidad documentada del campo geomagnético	$3 \cdot 10^9$	8

Tabla 6.1: Algunas constantes temporales características del Campo Geomagnético Interno.

Referencias: 1, Achache et al. (1980); 2, Courtillot & Le Mouel (1984); 3, Merrill & McElhinny (1983); 4, Bullard et al., (1985); 5, Barton (1982); 6, Mc Fadden et al., (1985); 7, Mc Fadden & Merrill (1984); 8, McElhinny & Senanayake (1980).

En los últimos años, se han publicado numerosos modelos acerca del origen del campo geomagnético (p.ej., Courtillot & Besse, 1987; Larson & Olson, 1991; McFadden et al., 1991; Glatzmaier and Roberts, 1995; Mc Fadden & Merrill, 1995; Kuang and Bloxham, 1997). En los modelos numéricos de geodinamo las propiedades del límite entre manto y núcleo (capa D”), y las de la separación entre núcleo externo e interno, definen las condiciones de contorno. La mayoría de los modelos de la geodinamo representan la capa D” como una capa límite térmica; directamente asociada con el proceso generador del campo geomagnético.

En los modelos fenomenológicos existen teorías contradictorias, por ejemplo para explicar la frecuencia de las inversiones de polaridad. Algunos requieren un “estado bajo de energía” para que esta frecuencia se anule, como por ejemplo durante un “supercron” de igual polaridad; y las inversiones se consideran manifestaciones de inestabilidades del núcleo externo (p.ej., Courtillot & Besse, 1987; Mc Fadden & Merrill, 1995). Mientras, otros modelos sostienen que un

“supercron” representa un “estado de alta energía” de la geodinamo en el que la convección del núcleo externo es más vigorosa (p.ej., *Larson & Olson, 1991; Greff-Lefftz & Legros, 1999*).

El flujo líquido en el núcleo externo está relacionado con la variación, en dirección e intensidad, del campo geomagnético (*Bloxman and Jackson, 1991*). La medida de esta variación (denominada “Variación Secular”) está relacionada con la medida del vigor de la convección del núcleo externo.

Aunque las observaciones paleomagnéticas aún no son capaces de descartar o apoyar unívocamente alguno de los modelos de geodinamo, el comportamiento de la Variación Secular es importante porque impone restricciones a los modelos de geodinamo.

6.1.2: REPRESENTACIÓN MATEMÁTICA DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO.

Dado que es útil tener una representación compacta de la distribución espacial del campo geomagnético para un momento particular y una estimación de su tasa de variación (al menos en un orden de cientos de años), el campo se modela mediante una aproximación matemática en armónicos esféricos: el campo, calculado como el gradiente de un potencial escalar Ψ , viene determinado por una serie infinita de términos (en función del radio r , la colatitud θ y la longitud ϕ) que representan la aportación de los campos de origen interno y externo.

$$\Psi = \Psi_{\text{interno}} + \Psi_{\text{externo}}$$

En este desarrollo los términos de la serie son productos de polinomios de Legendre normalizados $-P_l^m(\cos\theta)-$ en función de la colatitud θ , de la razón entre r y el radio de la Tierra; de funciones trigonométricas en función de la longitud ϕ ; y de unos *coeficientes de Gauss* (g_l^m , h_l^m). La fórmula para el potencial del campo de origen interno es:

$$\psi = \frac{a}{\mu_0} \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=0}^l \left(\frac{a}{r}\right)^{l+1} P_l^m(\cos\theta) (g_l^m \cos m\phi + h_l^m \sin m\phi)$$

El resultado más importante del análisis del desarrollo en armónicos esféricos es que el campo está predominantemente constituido por los términos de primer orden y que las contribuciones del campo externo son muy pequeñas:

Los términos de primer orden pueden concebirse como dipolos geocéntricos alineados en tres diferentes ejes: el de rotación (g_1^0) y los dos ejes en el plano ecuatorial que intersectan con el ecuador en el meridiano de Greenwich (g_1^1) y a longitud 90° Este (h_1^1). La suma vectorial de estos dipolos geocéntricos sería un dipolo que actualmente está inclinado unos 11° con respecto al eje de rotación. Este “*dipolo del mejor ajuste*” intersecta la superficie terrestre en puntos denominados “polos geomagnéticos” (distintos de los “polos magnéticos” donde la inclinación es $I=\pm 90^\circ$, y de los “polos geográficos” norte y sur).

6.1.3: EL CAMPO GEOMAGNÉTICO INTERNACIONAL DE REFERENCIA (IGRF).

El campo geomagnético de referencia internacional (IGRF), para el campo de origen interno en una época dada, consiste en una serie de valores consensuados de los coeficientes de Gauss y sus derivadas temporales. Estos valores se calculan para un año particular, en unidades de nT, ajustando las medidas de los observatorios magnéticos y satélites a las ecuaciones del potencial y del campo.

Los valores del IGRF para 1995, así como programas para el cálculo de las componentes del campo, están disponibles en la dirección de Internet: <http://www.ngdc.noaa.gov>.

6.1.4: VARIACIÓN PALEOSECULAR, EXCURSIONES, INVERSIONES Y TRANSICIONES.

Tanto la dirección como la intensidad del campo geomagnético cambian con el tiempo. Por ejemplo, si se comparan los mapas calculados del IGRF para 1945 y para 1995, puede observarse en Madrid una variación de unos 6° en declinación durante estos 50 años.

La naturaleza constantemente cambiante del campo geomagnético se conoce como “variación secular” (SV).

Para registros del campo geomagnético más antiguos que los de los observatorios (que existen desde hace varios siglos), es decir, preservados en materiales arqueológicos y geológicos, se utiliza el término “variación paleosecular” (PSV).

En una misma localidad, la dirección del campo oscila en torno a la característica de un campo dipolar, como puede observarse (*figura 6.1*) en un perfil realizado en 9 metros (~23000 años, aproximadamente) de sedimentos lacustres (*Lund et al., 1988*). En algunas ocasiones, como se observa en este registro, el campo se aparta drásticamente del comportamiento de variación paleosecular considerado normal, y realiza lo que se denomina una “excursión magnética”:

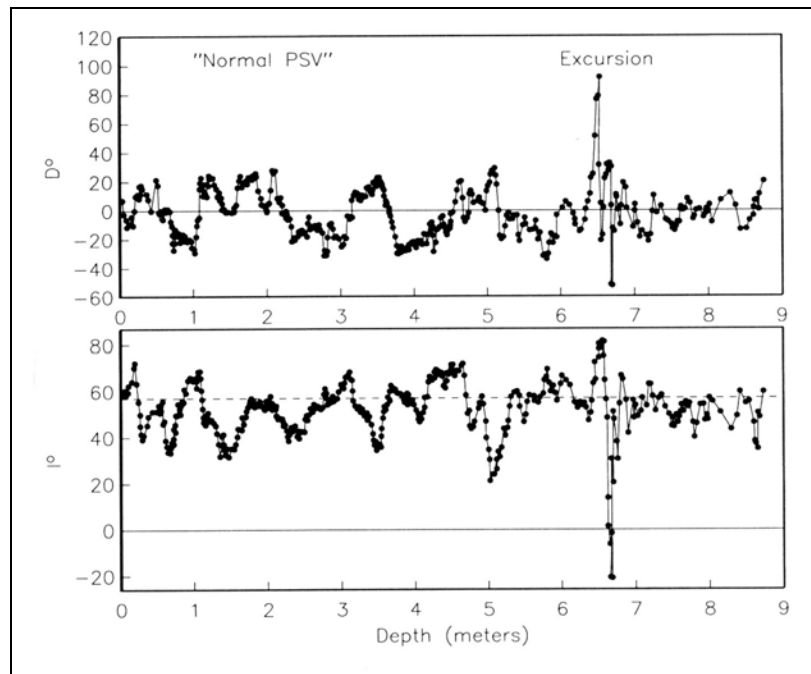


Figura 6.1: *Excursión magnética, registrada en declinación e inclinación (Lund et al., 1988).*

La naturaleza inquieta del campo no-dipolar parece ser inherente al proceso de la geodinamo.

A una escala temporal mayor, el campo geomagnético invierte su polaridad (*figura 6.2*), lo que se define como un cambio, estable (es decir, cuando se observa globalmente en el campo dipolar promediado sobre unos pocos miles de años), del signo de su dipolo magnético (g_1^0). La intensidad del campo geomagnético disminuye entonces hasta un 25% de su valor promedio, y su dirección migra desde un polo hasta su posición antipodal durante un periodo de tiempo conocido como “transición de polaridad”, casi instantáneo a escala

geológica que se estima que ocurre entre unos 1000 y 8000 años (Merrill & McFadden, 1999).

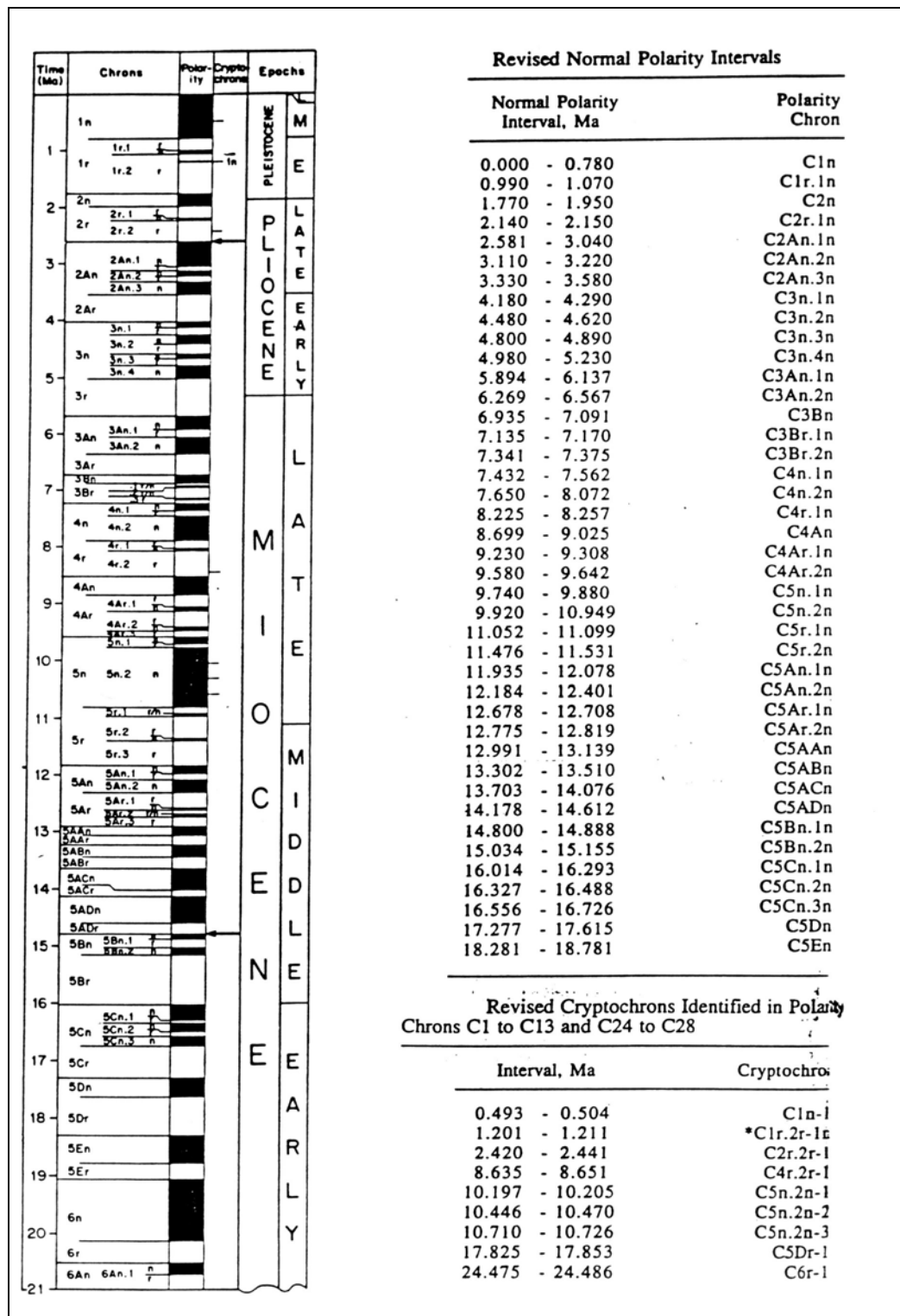


Figura 6.2 : Escala temporal de polaridades geomagnéticas desde el Mioceno, con la nomenclatura y duración en Ma de los diferentes cronos y eventos de polaridad (Cande & Kent, 1995)

El proceso global de inversión es probablemente más largo, temporalmente, que su manifestación en superficie tal como se registra en los datos de direcciones paleomagnéticas. Parece improbable un hiato en la convección durante las transiciones de polaridad, y los modelos de decaimiento libre parecen incompatibles con los datos (lo que implica que ciertos teoremas de la teoría de la dinamo –como el de Cowling- no pueden explicar el origen de las inversiones). Desafortunadamente, la descripción de estos cambios en dirección es motivo de controversia ya que los datos existentes no pueden verificar o refutar afirmaciones como la de la existencia durante las transiciones de confinamientos longitudinales del dipolo, o la de un mayor agrupamiento de los polos geomagnéticos virtuales.

La polaridad denominada “normal” es aquella que coincide con la de su situación actual, y la inversa la que corresponde a su dirección opuesta. Se tienen registros de ambas polaridades desde los comienzos de la historia de la Tierra, si bien la frecuencia de inversiones ha cambiado considerablemente a lo largo del tiempo (ver *Opdyke & Channel, 1996 ; Merrill et al., 1996*).

6.1.5: LA HIPÓTESIS DEL DIPOLO GEOCÉNTRICO AXIAL (GAD).

Uno de los objetivos del paleomagnetismo es el estudio del campo geomagnético en la antigüedad.

En las cuatro últimas décadas, la interpretación de los resultados paleomagnéticos (p.ej., la construcción de “curvas de deriva polar aparente”, (APWP), de los diferentes continentes para reconstruir su deriva continental) siempre se ha basado en la hipótesis fundamental de que la dirección promediada en el tiempo del campo geomagnético (algo más de unos pocos miles de años) se corresponde con la que produciría un dipolo axial geocéntrico. Esta situación correspondería a la de un gigantesco imán localizado en el centro de la tierra alineado en la dirección de su eje de rotación, es decir, en la que todos los términos del desarrollo en armónicos esféricos del campo serían nulos excepto el correspondiente al primer coeficiente de Gauss (g_1^0).

El campo magnético de la Tierra no coincide actualmente con su eje de rotación y sólo puede aproximarse en primer orden al generado por un dipolo, pero debido a que el campo experimenta una variación secular de largo periodo (p. ej., la deriva

hacia el oeste), puede esperarse que su dirección actual no coincida con la dirección promediada en el tiempo.

Para comprobar la validez de la hipótesis GAD se han utilizado compilaciones de polos paleomagnéticos para los últimos millones de años y se ha observado que sus direcciones se centran en torno al polo geográfico (Cox & Doell, 1960; Irving, 1964; Mc Elhinny, 1973).

La hipótesis GAD permite calcular paleolatitudes a partir de las direcciones de la inclinación paleomagnética de las rocas. Datos de inclinación y paleolatitudes obtenidos en núcleos de sedimentos marinos parecen ajustarse muy bien (Opdyke & Henry, 1969) a la fórmula asociada al dipolo geocéntrico axial ($\tan I = 2 \tan \lambda$), si bien pueden existir discrepancias de hasta $+4^\circ$ en paleolatitud para los datos procedentes de los intervalos de polaridad invertida (Schneider & Kent, 1990).

Por otra parte, la asunción de axialidad de la dirección promediada en el tiempo del campo geomagnético ha sido comprobada mediante indicadores paleoclimáticos (arrecifes fósiles, evaporitas, depósitos glaciales, de coral, de fosfatos, campos de petróleo, la distribución de paleo-vientos o de distintos fósiles), que pueden compararse con las latitudes paleomagnéticas de diversas maneras (p.ej. con histogramas de igual área del espectro de paleolatitudes de un indicador particular).

A partir de estos estudios, existe el acuerdo general de que la distribución de paleolatitudes de estos indicadores paleoclimáticos, como las determinadas a partir del paleomagnetismo, son esencialmente simétricas con respecto al ecuador; indicando que el campo geomagnético promediado en el tiempo es a la vez axial y dipolar. Es por ello que la base del paleomagnetismo sea el de calcular polos paleomagnéticos y asumir que sus direcciones, debido a la hipótesis GAD, coinciden con las de los polos paleogeográficos.

Los datos de paleointensidades a lo largo de los últimos 10 Ma también se ajustan al modelo del GAD (Tanaka *et al.*, 1995), donde la variación del campo dipolar esperada en intensidad es tal que su valor en los polos es el doble que su valor en el ecuador.

6.1.6: LOS TÉRMINOS DE SEGUNDO ORDEN.

Desafortunadamente, la observación de que la distribución de los polos paleomagnéticos correspondientes a los últimos millones de años esté centrada en el polo geográfico no demuestra que el campo geomagnético promediado en el tiempo corresponda exactamente con el del GAD (g_1^0 exclusivamente). Este resultado también podría producirse a partir de ciertas combinaciones de valores consistentes de los coeficientes de los armónicos zonales (g_1^0 , g_2^0 , g_3^0 , etc.).

Sucesivos estudios (desde *Wilson & Ade-Hall, 1970*, hasta *McElhinny et al., 1996* a) han demostrado que las direcciones medias de diferentes compilaciones longitudinales de polos paleomagnéticos tienden a caer más alejados del polo geográfico a lo largo del círculo máximo que une éste con la longitud media del sector y ligeramente desviados hacia la derecha con respecto al círculo. Estos efectos son todavía más pronunciados en los datos de polaridad invertida.

Wilson (1970, 1971) modeló el primer efecto como resultado de un dipolo excéntrico separado hacia el norte a lo largo del eje de rotación, sin poder explicar satisfactoriamente la desviación hacia la derecha del polo geográfico.

Sin embargo, este problema puede plantearse en términos de armónicos esféricos. Como el promedio temporal del campo geomagnético se realiza sobre intervalos más grandes que los mayores periodos de variación secular (≈ 2000 años), puede por tanto suponerse que los componentes teserales y sectoriales del potencial escalar se cancelarán, resultando un potencial puramente zonal. De esta manera, el modelo del dipolo excéntrico de Wilson, para una distancia de separación x pequeña con respecto al centro de la Tierra, es equivalente (no unívocamente) a un dipolo geocéntrico axial (g_1^0) más un cuadrupolo geocéntrico axial (g_2^0), y el desplazamiento x del dipolo puede expresarse en función de los coeficientes zonales y del radio a de la Tierra de la forma: $x / a = g_2^0 / 2 g_1^0$.

A pesar de que el promedio temporal del campo geomagnético se corresponde con el del GAD en una primera aproximación, la mayoría de los estudios sobre el tema han sugerido desviaciones significativos de segundo orden con respecto a este modelo, así como, en un principio, diferencias estadísticas entre los promedios de polaridades normales e invertidas.

Casi todas las discrepancias entre los resultados obtenidos por diferentes autores provienen de la dificultad de promediar a la vez tanto en el espacio como en el tiempo las propiedades del campo geomagnético.

Cualquier desarrollo en armónicos esféricos de los datos paleomagnéticos se verá severamente truncada dado que los datos son finitos. No puede en general obtenerse una mejor representación de los datos usando armónicos de mayor grado a expensas de los de menor grado.

Wells (1973) afirma que sólo los coeficientes correspondientes a los armónicos zonales (g_1^0 , g_2^0 , g_3^0 , etc.) son significativos y que los no-zonales (g_1^1 , h_1^1) que se obtienen son producto de un problema de distribución de los datos analizados. Diferentes estudios más recientes llegan a la misma conclusión usando métodos independientes. Por ejemplo, el análisis de *McElhinny et al. (1996 a)*, indica incluso que la contribución de g_4^0 es insignificante; que la contribución de g_3^0 pudiera ser considerada, pero que muy probablemente, debido al valor de su incertidumbre, esté afectada por los procesos experimentales inherentes al método paleomagnético en la obtención de inclinaciones ($g_3^0 / g_1^0 = 0.010 \pm 0.021$); y que sólo la contribución del término de segundo orden g_2^0 tiene significancia geomagnética ($g_2^0 / g_1^0 = 0.033 \pm 0.019$), sin que haya diferencias, dentro de los límites de error, entre su valor deducido a partir de datos de polaridad normal o de polaridad invertida. También confirma, al igual que otros trabajos (p.ej., *Quidelleur et al., 1994; Carlut & Courtillot, 1998*) que no es posible determinar siquiera el primer coeficiente no-zonal del análisis en armónicos esféricos a partir de los datos paleomagnéticos; y que la afirmación de la existencia de componentes no-zonales (g_1^1 , h_1^1) permanentes en el promedio temporal del campo geomagnético (p.ej., *Gubbins & Kelly, 1993; Johnson & Constable, 1995; 1996*) debe provenir de un promedio incorrecto del campo, la inclusión de los efectos tectónicos de segundo orden que pueden afectar a la declinación o las dificultades inherentes a los procesos experimentales paleomagnéticos.

Los modelos más recientes para el promedio temporal del campo geomagnético en los últimos cinco millones de años han usado compilaciones de direcciones paleomagnéticas provenientes de estudios de variación paleosecular en flujos de

lava. Estos modelos requieren que los datos provengan de sitios bien distribuidos a lo largo del globo, que sean representativos de ambas polaridades del campo, y que respondan a unos mínimos criterios de calidad.

Es posible usar las anomalías magnéticas oceánicas para reconstruir las posiciones relativas de los continentes en los últimos 200 Ma, y utilizar así la información paleomagnética para estudiar la separación del promedio temporal del campo geomagnético del comportamiento dipolar. Sin embargo, los problemas existentes con lavas de edades menores a 5 Ma (no afectadas por tanto por derivas continentales) para discriminar la contribución del término zonal g_3^0 , hace que no tenga sentido considerar estimaciones de algún término diferente al g_2^0 .

Por último, los modelos de *Livermore et al., 1984*, predicen una razón (g_2^0 / g_1^0) negativa durante el supercrón Cretácico de polaridad normal y casi nula para edades superiores.

6.2. VARIACIÓN PALEOSECULAR DE LAVAS (PSVL).

El conocimiento de la variación del campo geomagnético con el tiempo geológico ayuda a entender cómo funciona la geodinamo. Los registros geomagnéticos de la variación paleosecular pueden obtenerse usando tanto rocas sedimentarias como rocas volcánicas.

Los sedimentos proporcionan registros continuos de la variación del campo, mientras que las lavas, dada la naturaleza esporádica de la actividad volcánica, proporcionan registros discontinuos del campo que no están sujetos a la controversia sobre la fiabilidad de la interpretación de los datos provenientes de las rocas sedimentarias (p.ej, ver *Dunlop & Özdemir, 1997*).

Los estudios paleomagnéticos de la dispersión estadística de largo periodo de la dirección del campo geomagnético realizados a partir de lavas se denominan “variación paleosecular de lavas” (PSVL) para distinguirlos de los estudios de sedimentos lacustres recientes (PSV).

Estos estudios son numerosos para datos paleomagnéticos provenientes de lavas de edades inferiores a 5 Ma globalmente distribuidas en la superficie terrestre

(incrementando sucesivamente el número de datos disponibles pero con diferentes criterios de selección; p.ej., *Gubbins & Kelly, 1993; Kelly & Gubbins, 1997; Quidelleur et al., 1994; Johnson & Constable, 1995, 1996; 1997; 1998; McElhinny & McFadden, 1997; Carlut & Courtillot, 1998; Carlut et al, 2000*); ya que cumplen los requerimientos estadísticos de constituir una serie de observaciones puntuales y aleatorias del campo para un periodo de tiempo suficientemente amplio para promediar su dispersión pero corto geológicamente para que no sean necesarias correcciones para reconstruir las posiciones relativas de los continentes.

Para edades superiores a 5 Ma, los estudios son más escasos y por tanto basados en ventanas temporales geológicas más amplias.

Aunque desafortunadamente son escasos los estudios que integran resultados conjuntos de dirección e intensidad, las lavas permiten además, en ciertos casos, determinaciones de intensidades absolutas (en lugar de las variaciones relativas de intensidad que pueden proporcionar los sedimentos), que deben ser incorporadas en cualquier modelo correcto del campo geomagnético (*Love, 2000*).

6.2.1: DISPERSIÓN ANGULAR DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO.

La dispersión angular de las medidas paleomagnéticas puede calcularse de dos maneras diferentes: encontrando o bien la dispersión de las direcciones del campo paleomagnético o bien la correspondiente a sus polos geomagnéticos virtuales (VGPs).

Las variaciones de la dispersión angular en función de la latitud calculadas de estas dos maneras son muy diferentes entre sí: mientras la dispersión de las direcciones del campo decrece según aumente la latitud, la de los VGPs crece (p.ej., ver *Cox, 1970; McElhinny & Merrill, 1975*).

Para un conjunto medidas paleomagnéticas consistentes en N paleodirecciones del campo geomagnético, el mejor estimador de la varianza angular de las direcciones es:

$$s_F^2 = \sum \delta_i^2 / (N-1) ,$$

(donde δ_i es el ángulo entre la i -ésima dirección y la dirección media); y el mejor estimador de la varianza angular de sus correspondientes VGPs:

$$S_F^2 = \sum A_i^2 / (N-1) ,$$

(donde Δ_i es el ángulo entre el i-ésimo VGP y la dirección media).

La mayoría de los análisis paleomagnéticos usan la estadística fisheriana (Fisher, 1953), que tiene simetría azimutal alrededor de la media. Direcciones del campo con simetría azimutal no se proyectan en general en VGPs que posean simetría azimutal, y viceversa.

Cox (1970) determinó la relación, en función de la latitud, entre las varianzas angulares -y los parámetros de precisión- de las direcciones y los VGPs para los diferentes casos en que o bien las direcciones o bien los VGPs pertenezcan a una distribución fisheriana.

6.2.2: MODELOS DE PSVL:

Se han propuesto dos tipos de modelos para analizar la variación de la dispersión angular con la latitud. Los primeros, históricamente hablando, pueden definirse como *paramétricos* (Irving & Ward, 1964; Creer et al, 1959; Creer, 1962; Cox, 1962; Cox, 1970; Baag & Helsley, 1974; McElhinny & Merrill, 1975; McFadden & McElhinny, 1984): en ellos las variaciones en intensidad y dirección de los campos dipolar y no dipolar se han modelado de diferentes maneras, separando las contribuciones a la dispersión angular en tres factores: (i) variación en intensidad y dirección del campo no dipolar; (ii) variación con el tiempo del momento geomagnético dipolar; y (iii) cambios en la orientación del dipolo geomagnético de manera que, promediados, el eje dipolar coincida con el eje de rotación.

Los modelos más recientes son los denominados “modelo G” (el único modelo *fenomenológico* propuesto, Mc Fadden et al., 1988), y “modelo H” (Constable & Parker, 1988): ambos introducen el lenguaje de los armónicos esféricos en el modelado de la variación paleosecular, lo que ha reducido el distanciamiento entre las diferentes técnicas de análisis de las comunidad paleo-geomagnética y facilitado posteriores análisis para el entendimiento del campo geomagnético.

El modelo H, también *paramétrico*, modela el campo no dipolar según una fuente gaussiana en la frontera núcleo-manto que no habría variado en el pasado y lo combina con una descripción estadística arbitraria del dipolo. Sin embargo, diferentes estudios recientes han indicado que el modelo H no predice una dispersión de VGPs con la latitud (Kono & Tanaka, 1995^a; Johnson & Constable,

1995a) o que las asunciones del modelo H no son consistentes con el campo observado (Harrison, 1994; Hulot & Gallet, 1996; Quidelleur & Courtillot, 1996).

6.2.3: EL MODELO G (Mc Fadden et al., 1988)

El Modelo G es el único modelo que no realiza asunciones sobre la relación entre el campo no dipolar y el dipolar, sino que está basado en un trabajo teórico en relación con la dinamo (Roberts & Stix, 1972). Roberts & Stix mostraron que las soluciones del campo magnético para una dinamo esférica, bajo ciertas condiciones de simetría, se separan en dos familias completamente independientes: antisimétricas (“dipolares”, o “primarias”) y simétricas (“cuadрупolares ” o “secundarias”).

Los términos de armónicos esféricos de grado n y orden m (esto es, aquellos con coeficientes de Gauss g_n^m y h_n^m) pertenecen a la familia antisimétrica si $(n-m)$ es impar y a la familia simétrica si $(n-m)$ es par.

Mc Fadden et al, (1988) ha mostrado que la separación entres estas dos familias puede ser una poderosa herramienta para modelar la PSVL. Esta separación es, sin embargo, solamente válida para una velocidad media del campo que sea simétrica respecto al ecuador y para un efecto α (en la teoría de la dinamo) antisimétrico respecto al ecuador. Como para el concepto de VGPs el término g_1^0 es dominante, el parámetro de interés en la determinación de un modelo para la PSVL es la dispersión de las posiciones de los VGPs en torno a la posición g_1^0 .

La variancia angular total geomagnética de los VGPs del campo geomagnético actual queda ajustada por el modelo G como:

$$S_F^2 = S_P^2 + S_S^2$$

donde S_P es la contribución a la dispersión angular debida a la familia antisimétrica (o “primaria”, debido al protagonismo del término g_1^0) y S_S la debida a la familia simétrica (o “secundaria”).

Mc Fadden et al, (1988) observaron que la contribución a la dispersión de la familia simétrica es independiente de la latitud; y que la variación latitudinal proviene de los términos de la familia antisimétrica (y que la dispersión es proporcional a la latitud λ , al menos para latitudes inferiores a 70°).

El modelo G predice (figura 6.3) que:

$$S_F^2 = (a \lambda)^2 + b^2$$

donde $S_P = a \lambda$, y $S_S = b$; y tanto a como b son constantes a determinar.

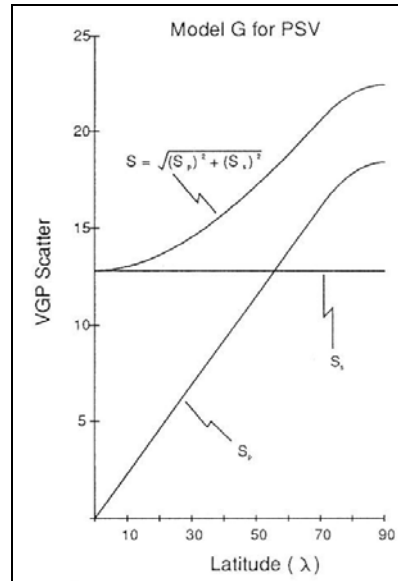


Figura 6.3 : Estructura del modelo G: contribuciones a la dispersión total del campo geomagnético, en función de la latitud, de la familia antisimétrica o dipolar S_P (lineal) y de la familia simétrica o cuadrupolar S_S (constante).

Mc Fadden et al, (1988) encontraron además que el modelo G ajustaba de forma excelente la dispersión angular del campo geomagnético actual, cuando se promedian los valores de ambos hemisferios para diferentes intervalos de latitud, tomando en cada uno de estos intervalos la dispersión producida en bandas de 10° de longitud según el IGRF para 1990. Los valores de la dispersión angular de las dos familias, junto a sus límites de confianza al 95%, son:

$$S_P = (0.24 \pm 0.02) \lambda, \quad S_S = (13.5 \pm 0.6)^\circ.$$

6.2.4: PSVL PARA LOS ÚLTIMOS 5 Ma .

McElhinny & Merrill (1975) discutieron los problemas de analizar los datos paleomagnéticos para estimar la variación de la dispersión angular con la latitud. Sólo pueden especificarse las propiedades del campo promediado en el tiempo cuando el promedio es una combinación en el espacio y en el tiempo. Observaciones en una sola localidad pueden producir resultados espurios como la presunta ausencia del campo no dipolar en la región del Pacífico (Doel & Cox, 1972).

Los datos paleomagnéticos de flujos individuales (o pequeñas intrusiones) son lecturas puntuales en el tiempo del campo geomagnético en una determinada localidad. La dispersión angular total S_T de los VGPs de una secuencia de flujos de lavas puede medirse usando sus correspondientes distancias angulares con respecto al eje geográfico

$$S_T^2 = \sum \Delta_i^2 / (N-1)$$

cuando se consideran datos de lavas menores de 5 Ma, ya que se asume que el eje de rotación se ha considerado fijo respecto a los continentes (esto es, puede despreciarse la deriva continental).

Esta dispersión observada entre las lavas respecto al eje de rotación, S_T , debe corregirse por la dispersión existente “en cada sitio”, S_W (producida por las fuentes de error, inherentes a cada sitio, causados fundamentalmente por la incertidumbre en la orientación de las muestras individuales, pequeñas rotaciones después del enfriamiento o por las variaciones del campo magnético dentro del flujo mientras éste se enfría), ya que en cada sitio paleomagnético se recogen varias muestras del mismo flujo.

La dispersión angular geomagnética de los VGPs, S_F , resulta entonces ser:

$$S_F^2 = S_T^2 - S_W^2 / \bar{n} ,$$

donde \bar{n} es el promedio de muestras recogidas en cada flujo.

Se han realizado sucesivos estudios (*Mc Fadden et al*, 1991; *McElhinny & McFadden*, 1997) utilizando el modelo G combinando los resultados para la PSVL de los hemisferios norte y sur, como habían propuesto originalmente *McElhinny & Merrill* (1975). Los datos de polaridad normal e invertida también han sido combinados, por la insuficiencia numérica de datos para analizar conjuntos de una polaridad, y porque de esta manera se cancelan los efectos de una limpieza magnética inadecuada de los datos paleomagnéticos (*Merrill & McElhinny*, 1983), lo que produce una mayor dispersión en los datos de polaridad invertida y una menor en los datos de polaridad normal.

Los valores de la dispersión angular geomagnética estimados por *Mc Fadden et al*, (1991) según el modelo G para los últimos 5 Ma, junto a sus límites de confianza al 95%, son:

$$S_P = (0.23 \pm 0.02)^\circ , \quad S_S = (12.8 \pm 0.4)^\circ .$$

Vandamme, (1994), concluyó que puesto que S_P varía con la latitud, se deberían utilizar diferentes ángulos de corte para los VGPs de acuerdo con la relación:

$$\Theta = 1.8 S_T + 5^\circ$$

Ya que S_T puede variar entre 11° y 22° entre el ecuador y el polo, Θ debería variar entre 25° y 45° .

La selección de lavas de edad menor a 5 Ma realizada por *McElhinny & McFadden, (1997)* con los que ajustaron el modelo G de variación paleosecular y con la que se comparan los resultados obtenidos en este trabajo en el TMVB, está más actualizada que la de *Mc Fadden et al, (1991)* y responde a unos criterios de selección más estrictos: (i) sólo incluyeron datos de lavas o diques finos; (ii) que no hubiera ningún indicio de perturbaciones tectónicas; (iii) que los intervalos temporales cubrieran como mínimo 10000 años; (iv) que hubiera, al menos, cinco sitios ($N \geq 5$) para un estudio de una polaridad (5 + 4 en el caso de polaridad dual); (v) que en cada sitio se hubiera estudiado al menos dos muestras ($n=2$); (vi) que se hubiera comprobado la estabilidad de la magnetización por algún método de desmagnetización; (vii) rechazaron los VGPs cuyas latitudes fueran inferiores a 45° (N o S); y (viii) que los radios de los círculos de confianza de las direcciones fueran $\alpha_{95} < 20^\circ$. Además, aplicaron el criterio del ángulo de corte para los VGPs propuesto por Vandamme, (1994). Con todo ello, *McElhinny & McFadden (1997)* obtienen los siguientes valores de dispersión:

$$S_P = (0.26 \pm 0.02) \lambda, \quad S_S = (11.9 \pm 0.7)^\circ.$$

Ambos resultados (*Mc Fadden et al, 1991; McElhinny & McFadden, 1997*) son indistinguibles de los estimados por el modelo G para el campo geomagnético actual (*figura 6.4*), lo que debe considerarse una coincidencia casual.

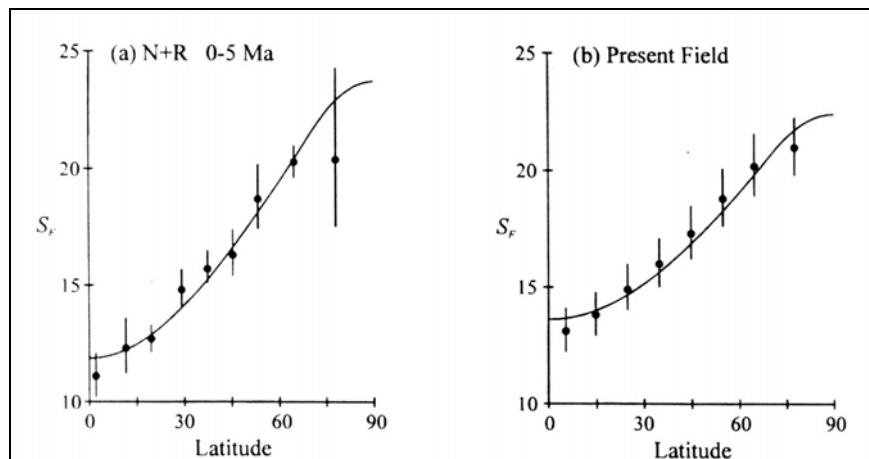


Figura 6.4 : **(Izquierda):** Ajuste del modelo G a la variación con la latitud de la dispersión de los VGPs para el promedio de las polaridades normales e invertidas de edades menores de 5 Ma. **(Derecha):** Análisis del campo geomagnético actual con el criterio de ángulo de corte para VGPs de Vandamme, 1994. (*McElhinny & McFadden ,1997*).

6.2.5: PSVL PARA EL MIOCENO (5-22.5 Ma).

Mc Fadden et al, (1991) han usado el modelo G para estimar la variación en el tiempo de la PSVL a lo largo de los últimos 190 Ma. Para este análisis es necesario reconstruir las posiciones de las placas tectónicas usando las anomalías magnéticas oceánicas y la velocidad de formación del suelo oceánico. Se considera África fija para cada reconstrucción y se determina la dirección media del polo paleomagnético global para África. Entonces se rota este polo en coordenadas actuales al polo norte geográfico, y puede determinarse la dispersión de los VGPs alrededor de este polo. La precisión de los resultados que obtienen no depende de las reconstrucciones usadas para las placas.

La contribución de la familia simétrica parece reducirse durante el supercrón Cretácico de polaridad normal (80-100) Ma. Parece también observarse una variación inversa entre S_S y S_P/λ , sugiriendo que el aumento de una familia implica el decrecimiento de la otra y viceversa; con implicaciones para la teoría de la dinamo ya que ello pudiera estar relacionado con la tasa de inversiones del campo geomagnético.

Los resultados en términos del modelo G que *Mc Fadden et al, (1991)* obtienen para el Mioceno (época comprendida entre los 5 y 22.5 Ma) son (figura 6.5):

$$S_P = (0.19 \pm 0.03) \lambda, \quad S_S = (17.8 \pm 0.9)^\circ.$$

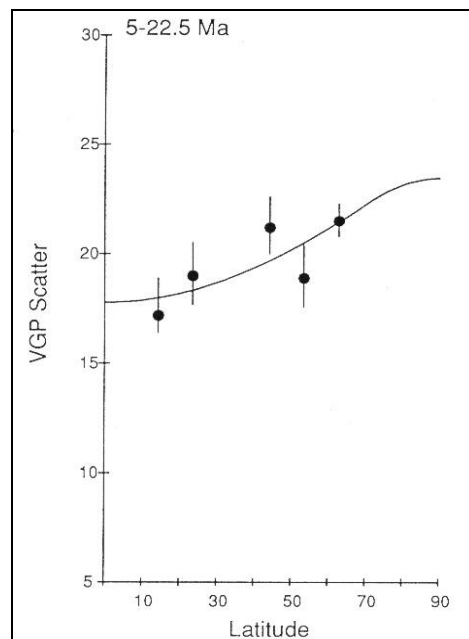


Figura 6.5 : PSVL para la ventana temporal de 5.-22.5 Ma (*Mc Fadden et al, (1991)*)

6.3. ¿EXISTE EN EL PACÍFICO UNA VENTANA DIPOLAR?

6.3.1: LA VENTANA DEL CAMPO DIPOLAR DEL PACÍFICO (“PACIFIC DIPOLE WINDOW”).

El primer investigador en señalar, a partir de la variación secular histórica, que esta variación era anómalamente baja en la región del Pacífico fue *Fisk (1931)*. Posteriormente, *Doell & Cox (1972)* recopiló toda la información existente de época histórica y realizó un análisis de armónicos esféricos. El resultado que obtuvo fue que la intensidad del campo no dipolar en el Pacífico era muy baja, y parece haber sido así desde, al menos, 1829. Además, la velocidad de variación del campo no dipolar en el Pacífico es más baja que en cualquier otra parte del mundo.

Bloxham & Gubbins (1985) extendieron la base de datos hasta 1715, incorporando las observaciones de marineros, y produjeron modelos de campo en el límite manto núcleo (core-mantle boundary, CMB). Encontraron que bajo el Pacífico hay una baja variación secular pero existe un significativo componente dipolar que tiene escasa repercusión en la superficie de la Tierra debido a su baja longitud de onda. El problema que se plantea es si esta disminución en el componente dipolar del campo es un fenómeno transitorio o persistente.

Doell & Cox (1972) hicieron una recopilación de lavas del periodo Brunhes de diferentes partes del mundo incluyendo, especialmente, datos de las islas Hawai. Este estudio puso de manifiesto la existencia de una dispersión angular anómalamente baja en Hawai, la región más extensamente estudiada en esa época. La implicación que tienen estas observaciones es que existe una inhomogeneidad lateral en el manto inferior que interactúa con el núcleo de forma que elimina, bajo el Pacífico, las fluctuaciones del campo no dipolar. La ausencia de variaciones del campo no dipolar hace, por tanto, que sólo se puedan apreciar las variaciones del campo dipolar. Esta observación es la que ha dado origen a la denominación: “Ventana Dipolar del Pacífico” (Pacific Dipole Window).

Existen varios mecanismos capaces de producir una “ventana dipolar” que consideran variaciones laterales en las propiedades físicas o químicas de la capa D”.

6.3.2: CAPA D" Y LA VENTANA DIPOLAR DEL PACÍFICO.

La capa D" es la última capa del manto. Es una capa que tiene un claro reflejo sísmico (los gradientes de las ondas P son pequeños o se hacen incluso negativos), tiene una anchura de alrededor de 150-200 km y se encuentra a una profundidad de 2740 km según el modelo PREM (*Dziewonski & Anderson, 1981*). Se trata, por tanto de la capa más profunda del manto, la que se encuentra en interacción directa con el núcleo. Uno de los aspectos más interesantes de la capa D" es la presencia de variaciones laterales en las velocidades sísmicas en distancias comparables a las de los continentes y los océanos en la superficie terrestre. Esta "estructura de tierra" es la que ha llevado a denominar a estas regiones de la capa D" cripto-continentes (las regiones anchas) o cripto-océanos (las regiones más estrechas). Por otra parte, las observaciones de tomografía sísmica indican que las zonas de alta velocidad sísmica (regiones frías) se encuentran bajo las actuales zonas de subducción. Lo que sugiere que la fría litosfera oceánica subducida puede hundirse incluso hasta el fondo del manto. Una zona de baja velocidad (material caliente) se encuentra bajo la región del Pacífico), una región en la que se encuentran muchas plumas o puntos calientes (hot spots), alto flujo de calor y vulcanismo. En la actualidad se considera que la capa D" es la fuente de las plumas del manto que originan estas anomalías, ya que el material caliente de la capa D" puede excepcionalmente ascender como una pluma hasta la discontinuidad de 670 Km. Esta discontinuidad puede oponer una cierta resistencia al ascenso, del mismo modo que opone resistencia al movimiento descendente de las litosferas subducentes. Ocasionalmente, el material ascendente puede romper la barrera de 670 Km y ascender hasta la superficie generando un punto caliente.

En la actualidad se considera que la capa D" juega un papel importante en el comportamiento geodinámico y geotérmico de la Tierra. Las propiedades térmicas de la capa D" podrían influir en el transporte de calor desde el núcleo y afectar al proceso que genera el campo magnético terrestre. *Gubbins (1987)* considera más importante las variaciones laterales del flujo de calor en esta capa, que el flujo de calor total. *Lopper (1992)* confirma esta asunción al estimar que la escala temporal de variaciones del flujo de calor total es del orden de 10^9 .

Doell & Cox (1972) sugirieron que la convección en el núcleo se altera debido a las diferencias térmicas en el límite manto-núcleo que se observan bajo la región

del Pacífico. Por otra parte, *Gubbins & Richards (1986)* sugieren que la topografía del límite manto-núcleo asociada con las zonas de subducción puede explicar la baja variación secular en el Pacífico. *Runcorn (1992)* sugirió que la mayor parte de la capa D" bajo el Pacífico presenta una conductividad eléctrica muy alta (metálica), lo que explicaría tanto la ventana dipolar como los caminos preferibles en las transiciones de polaridad.

En la actualidad, existen numerosas evidencias que indican que las propiedades sísmicas de la parte más inferior del manto bajo el Pacífico son diferentes a las del resto de regiones (*Dziewonski et al., 1977; Dziewonski & Woodhouse, 1987; Woodward & Masters, 1991; Su et al., 1994; Grand, 1994; Lay, 1995; entre otros*) y que éstas anomalías pueden ser una consecuencia del proceso de subducción (*Richards & Engebreston, 1992; Grand, 1994*).

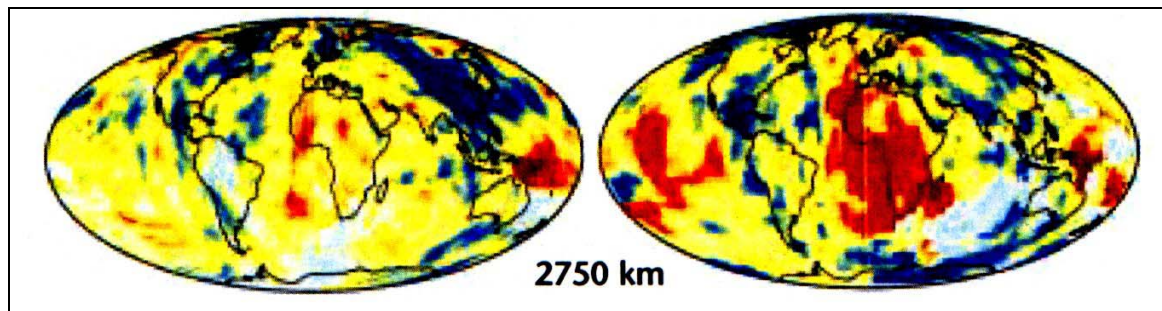


Figura 6.6 : Comparación de los modelos de tomografía sísmica para la velocidad de las ondas P (**izquierda**) y ondas S (**derecha**) en la separación entre manto y núcleo (Capa D''), a los 2750 km. El color azul/rojo indica velocidades mayores/menores que la media. El color blanco, las regiones de las que no se tienen datos significativos. (*Grand et al., 1997*).

Una cuestión que resulta de especial interés es la duración de esta “anomalía” del campo geomagnético. Los cambios en las condiciones laterales del límite manto-núcleo se producen en grandes intervalos de tiempo (decenas de millones de años, *Loper, 1992; McFadden & Merrill, 1995*), por lo que si la presente Ventana Dipolar del Pacífico está producida por las condiciones del límite manto-núcleo, esta “anomalía” debería haber existido durante millones de años.

6.3.3: ¿EXISTE EN EL PACÍFICO UNA VENTANA DIPOLAR PERMANENTE?

A pesar de la aparente consistencia de los resultados de *Doell & Cox (1972)*, varios autores han dudado de la permanencia temporal de esta Ventana. *McElhinny & Merrill (1975)* realizaron un análisis global de los datos de variación

secular provenientes de coladas de lavas de todo el mundo y concluyeron que la baja variación del campo no dipolar en Hawai es sólo un fenómeno reciente, restringido temporalmente como mucho al Holoceno. *Duncan (1975)* estudió las coladas de lavas de la Polinesia francesa de los últimos 5Ma y concluyó también que no había evidencias de una anormalmente baja variación secular en esa región del Pacífico para periodos anteriores al Holoceno. Por otra parte, *Coe et al., (1978)* consideraron, a partir de estudios direcciones y de paleointensidades, que la baja dispersión observada en Hawai se produce no porque las coladas son de edad Holocena, sino porque se originaron demasiado rápidamente y registraron sólo poca variación paleosecular.

Estos autores encontraron un comportamiento “normal” del campo geomagnético en las proximidades de Hawai durante el Holoceno. Considerando que muchos de los resultados recopilados por *Doell & Cox (1972)* provienen de dos series volcánicas: la de Puna y la de Kau (Hawai) que condicionan la dispersión observada, reduciéndola en valor, *Merril et al. (1996)* concluyen, también, que la baja dispersión se produce porque los flujos de coladas representan erupciones que se produjeron en un breve intervalo de tiempo, y, por lo tanto, no registraron el rango total de variación paleosecular.

McWilliams et al., (1982) reabrieron la cuestión de la Ventana Dipolar del Pacífico al reexaminar los datos de ^{14}C de muchas de las coladas y concluyeron que la dispersión angular de los VGPs había sido anormalmente baja durante la época de Brunhes. Pero estos autores calcularon la dispersión de los VGPs alrededor de la media de Hawai y la compararon con la dispersión media global que fue determinada sobre el polo de rotación. Un segundo análisis de los datos, tanto de la región del Pacífico como globales, con respecto al polo geográfico ha dado un resultado diferente: las dispersiones observadas son similares en ambos casos (*McElhinny et al., 1996 b*); por lo que estos últimos autores concluyeron que la Ventana Dipolar del Pacífico era un fenómeno transitorio que no se observaba en épocas prehistóricas.

Recientemente, *Laj et al., (1999)* estudian la PSVL de lavas del Plioceno en Hawai y encuentran un resultado consistente con otras regiones a latitudes similares. Sin embargo, otros autores han vuelto a reabrir la pregunta al volver a trabajar sobre coladas, de edad Brunhes, en Hawai y sobre el borde Suroccidental del Pacífico (*Mankinen & Champion, 1993, Elmaleh et al., 2001*). Y, por otra parte,

recientes estudios realizados en México han observado dispersiones angulares muy bajas en una secuencia de coladas de edad Miocena y se ha argumentado que podrían estar relacionadas con el fenómeno de la Ventana Dipolar del Pacífico, aunque también podría estar relacionado con una alta velocidad de las fases eruptivas (Goguitchaichvili, et al., 2002 b).

La cuestión de la persistencia del campo geomagnético sobre el Pacífico, por tanto, parece aún continuar abierta.

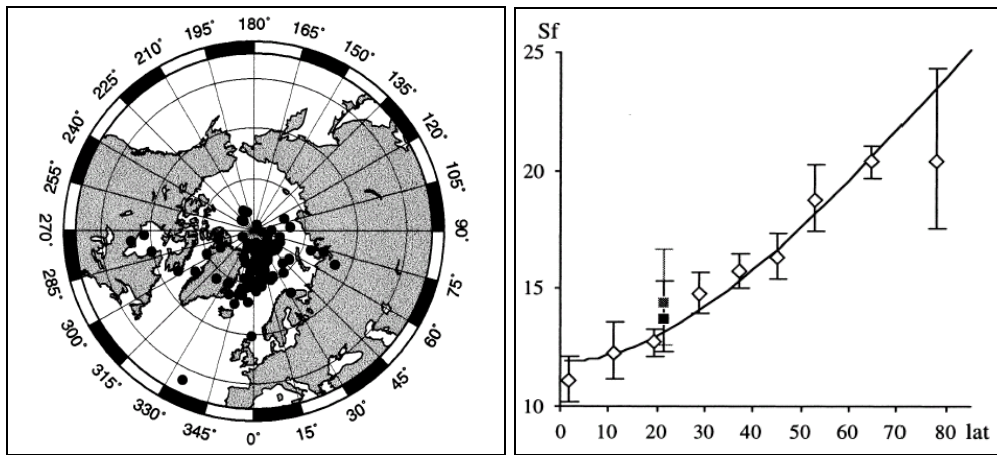


Figura 6.7 : *Izquierda:* VGPs de flujos de lava de edad Plioceno de la isla de Hawaii. *Derecha:* Dispersión geomagnética de los VGPs, (cuadrados negros, uno de ellos filtrando los datos), con respecto al eje de rotación. (Laj et al., 1999).

6.4. ANTECEDENTES DE PSVL EN MÉXICO.

En la *tabla 6.II* se resumen los escasos datos sobre la variación paleosecular existentes en México. La distribución espacial y temporal de estos estudios, ubicados en el Cinturón Volcánico Transmexicano, no pueden proporcionar un promedio del campo geomagnético que en los últimos 12 Ma ha quedado registrado en el arco gracias a su actividad volcánica. Además, ninguno combina adecuadamente las dos polaridades del campo. Por otra parte, los estudios realizados para los últimos 5 Ma están centrados en el cron de polaridad normal Brunhes, de edad inferior a 780000 años.

El primero de estos estudios (Herrero Barvera et al., 1986; ver *tabla 6.II*, ref. [1]), concluye que la desviación angular estándar (ASD, o S_F), que caracteriza la medida de la PSVL, estaba en concordancia con los valores teóricos (ver *figura*

6.4, *izqda.*), por lo que México no formaría parte de la Ventana Dipolar del Pacífico. Posteriormente, *Böhnel et al, (1990)* revisa esta conclusión, añadiendo nuevos datos e incluyendo los mismos volcanes que *Herrero Barvera et al., (1986)*, y estableciendo un criterio distinto de selección por el que concluyen que la dispersión que caracteriza México Central es menor que la predicha por los modelos de PSV (ver *tabla 6.II*, *ref. [2]*) .

Urrutia-Fucugauchi (1997) analiza los criterios para elegir el ángulo de corte de una población de VGPs aplicados a los datos existentes para México. Compara el criterio de *McFadden (1980)*, que consiste en rechazar los VGPs que no pertenecen a una distribución fisheriana al nivel del 95% de confianza, con el método propuesto posteriormente por *Vandamme (1994)* en términos de un ángulo de corte óptimo variable para cada conjunto de datos. Este autor concluye que ambos métodos aportan resultados similares en los ejemplos examinados de México, y que el método de Vandamme (que para los datos examinados, en la latitud de México, es de unos 29°) es preferible a los que usan un ángulo de corte constante (usualmente de 40-45°, que conducen a valores de la ASD notablemente más altos), sobre todo en sitios de latitud baja.

Este autor añade además 13 sitios volcánicos al conjunto de datos de *Böhnel et al, (1990)* procedentes de la misma localidad (Sierra Chichinautzin), pero esta vez aplicando el método de Vandamme (referido a la media de las direcciones), y encuentra un valor de la dispersión similar al de *Böhnel et al, 1990* (*tabla 6.II*, *ref. [3a]*). Asimismo, este autor aplica el criterio a los datos del estratovolcán Iztaccihuatl publicados por *Steele (1985)*, encontrando que la eliminación de VGPs conduce a un valor de la dispersión mucho menor todavía (*tabla 6.II*, *ref. [3b]*); atribuyéndolo al pequeño número de sitios empleados en el cálculo, y quizá a la actividad irregular del volcán, en pulsos en lugar de en erupciones regularmente distribuidas en el tiempo.

Urrutia-Fucugauchi (1997) por tanto concluye que el valor de la dispersión para México es bajo (11.6°-11.1°), advirtiendo sin embargo de la necesidad de utilizar un número alto de datos y la de analizar la distribución de VGPs (su ajuste a una distribución fisheriana) para poder atribuir credibilidad a las conclusiones de los estudios de PSVL, ya que el método de Vandamme utiliza, para las simulaciones de PSVL, conjuntos de 100 VGPs fisherianos a los que añade un porcentaje de polos aleatorios.

Los estudios realizados a partir de rocas del periodo Mioceno también son escasos. *Goguitchaichvili et al., (2002 a)* aportan datos de polaridad predominantemente invertida (*tabla 6.II , ref. [4]*). Posteriormente, *Goguitchaichvili et al., (2002 b)* estudian una misma secuencia de flujos, de polaridad normal y con un valor de la dispersión S_F excesivamente pequeño (*tabla 6.II , ref. [5]*) comparado con el predicho por el modelo G (ver *figura 6.5*), que los autores consideran o bien debido a la ausencia del campo no dipolar en la región del Pacífico, o bien a que la tasa de las erupciones fue elevada y no se ha promediado adecuadamente la PSVL. La primera de estas explicaciones, como ya se ha discutido en el apartado anterior, es muy controvertida; además existen serias dudas sobre el intervalo temporal que esta secuencia de flujos representa. En cualquier caso, para una interpretación correcta de los resultados sobre la dispersión de la PSVL, debe tenerse en cuenta que los límites de confianza al 95% para la desviación angular estándar (ASD, o S_F) de los VGPs , que vienen dados por un límite inferior (S_L) y otro superior (S_U) que no son simétricos respecto al valor de S_F (ver *tabla 6. II*), aumentan el intervalo de incertidumbre de S_F cuando el número de polos tratados N es pequeño (Cox, 1969).

Localidad (Sector)	Edad	N	n	S_r	S_w	S_F	S_l	S_u	Ref.
Chichinautzin (Or.)	Q(Brunhes)	45	7.7	13.9	2.1	13.8	12.1	16.1	1
Chichinautzin (Or.)	Q(Brunhes)	68	7.4	12.3	9.8	11.7	10.4	13.3	2
Chichinautzin (Or.)	Q(Brunhes)	79	7.2	11.8	10.6	11.1	10.0	12.2	3a
Iztaccihuatl (Or.)	Q(Brunhes)	18	6.7	7.9	11.6	6.4	5.2	8.3	3b
Río Grande (Cent.)	8-9 Ma	37	8.7	-	-	15.1	13.1	17.9	4
Nayarit (Occ.)	9 Ma	11	25.8	4.9	5.0	4.8	3.6	7.5	5

Tabla 6.II : Recopilación de estudios de PSVL del campo geomagnético realizados en México. (Valores teóricos de la desviación angular estándar -ASD, o S_F del modelo G a la latitud de 20°:

$S_F \approx 12.1 - 13.3$ (< 5 Ma), $S_F \approx 17.0 - 19.7$ (5.0-22.5 Ma). Véanse las figuras 6.4, 6.5).

N: número de sitios; **n** : promedio de muestras por sitio; **S_r** : dispersión entre sitios; **S_w** : dispersión de los sitios; **S_F** : dispersión geomagnética; **S_u** y **S_l** : límites al 95% superior e inferior, respectivamente de S_F (Cox, 1969b).

Referencias: [1] Herrero Barvera et al., 1986; [2] Böhnell et al, 1990; [3a,b] Urrutia-Fucugauchi, 1997; [4] Goguitchaichvili et al., 2002 a; [5] Goguitchaichvili et al., 2002 b.

Por otra parte, los estudios de paleointensidad absoluta en lavas también son muy escasos en México. A lo largo de los últimos 10 Ma (*Tanaka et al., 1995*) el valor medio del momento dipolar virtual (VDM) es de $(7.84 \pm 3.80) 10^{22} \text{ Am}^2$. Para los últimos 5 Ma, *González et al (1997)* analiza muestras correspondientes a 13 flujos de edad inferior a 30000 años (6 en el campo volcánico de Michoacán-Guanajuato (MGVF, TMVB central) y 7 en la Sierra de Chichinautzin, TMVB oriental), obteniendo un rango de valores del momento dipolar virtual (VDM) entre 3.1 y $14.9 10^{22} \text{ Am}^2$. Para el Mioceno, *Goguitchaichvili et al., (2000)* obtiene en 14 muestras correspondientes a 4 flujos de entre 8.1 y 10.3 Ma en Jalisco, (TMVB central), valores del VDM: $7.6 10^{22} \text{ Am}^2$. *Goguitchaichvili, et al., (2002 b)* obtiene en 31 muestras correspondientes a 8 flujos de la secuencia de Nayarit (9 Ma, TMVB occidental), valores del VDM entre 5.6 y $8.5 10^{22} \text{ Am}^2$.

Estos valores del VDM para México son mayores que los valores medios de la recopilación correspondiente al periodo del Mioceno Superior en otras localidades (ver tabla 5 en *Goguitchaichvili, et al., 2002 b*), por lo que estos autores sugieren la existencia de una intensidad del campo relativamente alta para México, apoyando la relación inversa entre variación secular e intensidad del campo propuesta por *Love (2000)* como respuesta a un acoplamiento electromagnético entre el núcleo interno (sólido), y el núcleo externo (líquido), con el núcleo interno tendiendo a estabilizar la convección del núcleo externo, y por tanto del campo geomagnético, cuando la intensidad es alta.

6.5: PSVL EN EL TMVB: RESULTADOS DE ESTE ESTUDIO Y DE LA RECOPIACIÓN SELECTIVA DE LOS TRABAJOS PUBLICADOS (1971-2002).

Aprovechando el elevado número de sitios volcánicos muestreados en este estudio (*tabla 6.III*), se ha estudiado la dispersión estadística de largo periodo de la dirección del campo geomagnético (PSVL), para el periodo correspondiente a los últimos 10 Ma. Con ello se pretende verificar si se ajusta la dispersión observada para el TMVB al “modelo G” (*Mc Fadden et al., 1988*).

TMVB (0-5 Ma)									
Sitio	n	K	α_{95}	Dec	Inc	PLong	PLat	Slat	Slong
pcnBDI	8	102.0	4.9	19.8	77.6	268.8	42.0	19.97	-101.73
pcnCAL	9	112.5	4.9	1.2	40.1	278.8	86.9	19.99	-102.47
pcnELD	8	138.9	4.2	354.7	22.9	113.8	80.8	19.63	-100.48
pcnGUA	11	86.2	4.9	0.9	36.3	2.5	89.1	20.37	-100.79
pcnPAJ	10	52.7	6.1	358.4	58.9	253.7	70.4	20.12	-102.62
pcnPSA	9	117.8	4.3	326.8	50.5	196.8	58.2	20.00	-100.60
pcnVIR	6	52.3	7.9	356.6	39.6	208.0	86.0	20.00	-100.57
pcnZAP	9	88.3	5.5	9.0	43.0	317.3	80.6	20.62	-103.22
pcrCHA	7	80.4	5.9	160.8	-30.4	157.9	71.4	20.32	-102.94
pcrHUA	9	448.9	2.4	187.5	-38.4	333.3	82.8	19.88	-101.42
pcrOCO	9	146.1	4.3	195.2	-43.2	325.4	75.1	20.20	-102.33
pcrPEN	8	184.0	4.1	203.2	-36.0	344.3	68.2	20.07	-101.97
pcrSOL	9	329.7	2.8	198.3	-50.9	310.1	70.0	20.10	-101.20
pcrTRA	9	87.1	5.0	199.5	-66.3	269.6	60.6	20.33	-103.18
pcrTRO	11	163.6	3.3	170.1	-23.6	129.3	77.6	20.24	-102.39
penAT1	10	119.9	4.4	333	39.2	180.4	64.8	20.346	-98.646
penAY	10	80.8	5.4	348.2	28.2	150.8	77.9	19.494	-99.366
penCH1	10	410.3	2.4	358.5	27.1	96.7	84.7	19.437	-99.322
penCH2	10	51.6	6.8	355.2	32.2	148.3	85.0	19.425	-99.341
penCH3	10	39.5	7.8	358.2	19.3	91.3	80.3	19.437	-99.355
penGU3	10	115.3	4.5	357.2	36.2	185.5	87.3	19.422	-99.363
penJQ1	10	113.0	4.6	350.4	43.1	204.0	79.6	19.569	-99.591
penJQ2	10	209.9	3.3	336.4	44.1	190.9	67.4	19.563	-99.580
penJQ3	10	116.9	4.5	360.7	48.3	264.0	80.2	19.563	-99.577
penMS2-3	15	65.3	4.8	351.8	32.9	160.6	82.0	19.855	-96.815
penPC2	10	197.5	3.4	358.2	26.4	98.3	84.3	19.422	-99.431
penPL	10	225.6	3.2	12.3	23.5	20.3	76.1	19.521	-99.436
penPL1	11	402.9	2.3	352.5	32.6	151.5	82.4	20.461	-98.673
penST1	10	156.8	3.9	332.3	33.1	172.0	63.8	19.468	-99.480
penST4	10	57.8	6.4	349.1	33.1	164.4	79.6	19.488	-99.480
penST5	9	249.7	3.3	359.0	7.3	84.2	74.2	19.468	-99.483
penZC1	11	102.8	4.5	344.5	25.1	147.0	73.4	20.660	-98.620
penZC2	10	745.7	1.8	359.3	34	99.6	87.9	20.663	-98.550
penZC3	9	27.5	10	353.4	32.6	148.1	83.2	20.556	-98.646
perAJ1	9	181.5	3.8	173.3	-22.8	121.6	80.0	19.533	-99.496
perAJ2	10	91.2	5.1	151.0	-21.9	158.6	60.9	19.522	-99.468
perIT	10	258.2	3.0	171.3	-20.9	125.7	77.9	19.525	-99.475
perIT2	10	149.0	4.0	151.3	-23.0	159.6	61.4	19.525	-99.475
perJI1	7	312.2	3.4	176.5	-22.3	104.1	81.4	19.513	-99.475
perJQ4	10	36.8	7.3	169.0	-14.2	122.8	73.7	19.558	-99.560
perSB1	13	229.3	2.7	168.3	-30.4	152.4	78.1	20.583	-98.69
perST2	5	121.4	7.0	145.3	-34.6	175.6	57.3	19.513	-99.481
perST3	10	211.4	3.3	174.6	-33.8	160.4	84.8	19.500	-99.476
ponJOL	7	77.6	6.9	8.4	49.1	294.4	78.6	21.40	-105.18
ponPLA	8	59.8	6.4	351.1	31.3	138.4	80.5	21.35	-105.24
porFER	9	160.3	4.1	186.5	-41.6	318.8	83.3	21.04	-104.27
porJAL	10	187.6	3.5	187.5	-10.1	50.0	72.5	21.05	-104.40
porLIB	10	492.0	2.2	166.5	-41.1	176.4	77.4	21.58	-105.19
porPAL	9	83.7	5.1	180.7	-35.1	58.6	87.6	21.63	-105.15
porSJG	10	21.3	9.6	200.6	-19.8	11.2	67.4	21.04	-104.32
qcnAGU	9	30.1	8.5	10.3	31.5	359.6	79.9	19.38	-102.24
qcnAHOR	8	291.3	2.9	313.0	19.4	165.0	43.7	19.36	-100.32
qcnCOP	8	399.9	2.8	357.2	20.9	97.7	81.1	19.29	-100.35
qcnSM	10	204.7	3.4	28.1	42.2	333.7	63.5	19.38	-100.34
qcnSOM	10	556.8	2.0	348.0	46.5	209.5	76.1	19.31	-100.35
qcnTZAR	11	330.0	2.5	3.8	44.4	284.7	82.4	19.35	-102.07
qcrCG	8	225.0	3.3	171.9	-43.1	202.2	81.1	20.26	-102.09
qcrCSA	8	291.3	2.9	179.0	-23.1	85.9	82.3	19.63	-101.44
qcrEST	8	148.9	4.6	175.9	-45.6	232.5	81.6	19.54	-101.61
TMVB (0-5 Ma) (Continuación)									
Sitio	n	K	α_{95}	Dec	Inc	PLong	PLat	Slat	Slong
qcrROD	10	46.4	6.5	189.1	-43.2	313.3	79.9	19.59	-101.58

genSM1	10	108.8	4.7	358.3	33.8	144.3	88.2	19.331	-98.783
genSM11	10	48.4	7.0	5.8	16.7	52.7	78.1	19.059	-98.375
genSM13	13	116.0	3.9	2.1	32.9	21.3	87.7	19.086	-98.589
genSM14	9	117.5	3.9	0.9	19.7	75.7	81.0	19.092	-98.619
genSM15	11	84.1	5.0	4.4	32.4	10.8	85.6	19.135	-98.648
genSM17	11	98.6	4.6	355.2	24.4	117.6	82.1	19.194	-98.796
genSM3	11	93.0	4.8	324.6	36.3	178.8	56.7	19.339	-98.713
genSM5	11	35.1	7.8	343.7	34.0	171.4	74.6	19.343	-98.693
genSM7	13	112.7	3.9	356.5	38.2	205.6	86.1	19.292	-98.677
genSM8	10	84.4	5.3	6.2	34.6	352.7	84.1	19.280	-98.720
gensm9	12	20	5.7	35.3	-50.1	46.6	29.5	19.2	-98.7
genTO2	9	170.4	4.0	362.2	32.2	31.3	87.2	19.294	-99.340
genTO4	8	337.7	3.0	352.1	45.6	219.0	79.4	19.306	-99.344
gerSM16	11	357.2	2.4	180.8	-16.5	77.0	79.2	19.210	-98.740
gerSM4	10	389.1	2.5	191.0	-32.0	0.2	79.4	19.322	-98.728
gerTO1	10	130.5	4.2	167.3	-26.7	149.5	76.8	19.295	-99.399
gerTO3	10	80.1	5.4	177.0	-53.9	251.3	74.6	19.316	-99.325
gonTEQ	9	47.4	7.6	5.5	29.8	28.4	82.8	20.87	-103.84
TMVB (5-11.5 Ma)									
Sitio	N	k	α_{95}	Dec	Inc	PLong	PLat	Slat	Slong
mcnBAJ	9	260.7	3.2	4.5	17.9	55.5	77.7	20.63	-103.09
mcnJALO	8	426.3	2.7	341.3	42.0	181.2	72.5	21.18	-102.36
mcnLN	7	264.6	3.7	6.8	32.9	7.4	83.1	20.44	-102.84
mcnPEP	9	197.8	3.7	17.8	19.6	16.9	69.7	20.92	-102.67
mcnPEV	9	246.3	3.3	9.8	45.6	311.3	79.2	20.98	-102.61
mcnSJU	9	170.6	4.0	8.6	29.0	21.3	80.0	21.22	-102.32
mcnSMA	8	189.0	3.6	291.1	30.6	176.4	25.1	21.08	-102.49
mcnTEP	9	126.4	4.6	345.2	45.7	195.1	75.1	20.83	-102.79
mcrARE	9	358.5	2.7	233.9	-17.4	351.3	36.8	20.66	-103.04
mcrAZU	9	43.2	7.1	178.1	-56.2	254.1	72.9	19.76	-100.69
mcrCAN	9	129.6	4.1	156.1	-57.8	216.1	62.1	19.73	-101.16
mcrFIN	8	82.4	6.1	177.3	-12.2	87.7	75.2	20.75	-102.88
mcrORD	9	267.6	3.2	179.5	-43.1	253.0	85.6	20.70	-101.12
menJA1	10	138.9	4.1	310.2	53.7	199.3	44.3	20.811	-98.728
menMC2	12	131.8	3.8	358.1	40.3	229.2	86.7	20.200	-98.728
menMM1	12	106.4	4.2	0.9	16.3	77.0	78.1	20.181	-98.723
menPS4	11	246.2	2.9	354.4	40.6	208.7	83.7	19.675	-96.393
menTRT	13	13.7	11.6	11.8	63.3	280.8	64.3	21.06	-98.70
merCA2	9	240.7	3.3	168.5	-27.4	145.7	77.6	20.208	-98.750
merCY1	11	559.4	1.9	200.1	-56.2	303.9	65.5	19.621	-97.618
merMI1	11	101.0	4.2	157.8	-24.2	157.9	67.6	19.525	-97.643
merMO1	10	192	3.5	193	-31.8	5.4	77.2	20.800	-98.645
merMR1	11	445.5	2.0	247.8	-31.6	342.3	26.0	19.523	-97.651
merMZ1	7	187	4.4	148.9	-45.7	190.4	60.9	20.696	-98.523
merPS2	12	80.7	4.5	167.1	-45.8	208.5	76	19.7	-96.4
merPS3	10	41.6	7.5	234.8	-55.5	322.7	39.6	19.8	-96.4
merXO1	10	304.4	2.8	152.7	-50.4	203.0	62.9	19.62	-97.610
monHIG	11	37.4	6.9	343.6	24.6	140.4	72.4	20.79	-105.48
penPS1	10	103.3	4.8	354.4	21.1	115.8	79.6	19.756	-96.418

Tabla 6.III : Sitios analizados (“Este estudio”) para el estudio de la PSVL. **Sitio:** 1ª letra: edad (m=Mioceno, p=Plioceno, q=Cuaternario); 2ª: sector del TMVB (o=occidental, c=central; e=oriental); 3ª: polaridad (n=normal, r=invertida); resto: nomenclatura original). **n :** número de muestras del sitio. **k , α_{95} :** parámetros de precisión y semiángulo de confianza al 95% (Fisher, 1953). **Dec, Inc:** Dirección media del sitio (declinación e inclinación). **Plong, Plat:** posición del polo geomagnético virtual (VGP) correspondiente. **Slat, Slong:** coordenadas del sitio.

Los resultados obtenidos en las lavas muestreadas y seleccionadas en este estudio (121 en los tres sectores de la TMVB, *tabla 6.III*) se han comparado con la dispersión calculada para el conjunto de los 206 sitios flujos volcánicos analizados paleomagnéticamente en México seleccionados en el Capítulo 5.

Cada uno de estos conjuntos, así como la combinación de ellos, se ha comparado también con los modelos teóricos para PSVL realizados a partir de recopilaciones de lavas globalmente distribuidas en la superficie terrestre para las ventanas temporales 0-5.0 Ma (*McElhinny et al., 1997*) y 5.0-22.5 Ma (*Mc Fadden et al, 1991*).

La selección de lavas de edad menor a 5 Ma realizada por *McElhinny & McFadden, (1997)*, con la que se comparan los resultados obtenidos en el TMVB, respondía a unos criterios de selección menos estrictos en algunos casos que los impuestos en este estudio, debido a la escasez de datos y a la necesidad de los autores de incluir datos de hace décadas, cuando la metodología paleomagnética no era tan detallada como la actual. Sin embargo tienen el valor de constituir una referencia de lecturas del campo geomagnético uniformemente distribuidas tanto en el espacio como en el tiempo. La selección de lavas de edades comprendidas entre 5.0-22.5 Ma realizada por *Mc Fadden et al, (1991)*, con la que se comparan los resultados obtenidos en sitios de edad Mioceno del TMVB, tiene este mismo valor de referencia. Al ser un estudio más antiguo, los autores tomaron el criterio de selección de un ángulo de corte constante para VGPs de unos 40°, lo que proporciona valores ligeramente más altos de la dispersión que la que se hubiera calculado teóricamente considerando la propuesta de *Vandamme (1994)* para el ángulo de corte, como se ha hecho en este trabajo.

En el análisis de las direcciones volcánicas de este estudio del TMVB, los criterios estadísticos son todavía más restrictivos (sitios seleccionados con parámetros (*Fisher, 1953*): $n \geq 5$ ó $k > 20$ ó $\alpha_{95} < 10^\circ$) que los criterios de la selección de los modelos de referencia. En el análisis de las direcciones recopiladas de la literatura científica se han aplicado estos mismos criterios estadísticos, y además no se han considerado direcciones sólo parcialmente desmagnetizadas.

Sin embargo, en comparación con los criterios de selección aplicados por *McElhinny & McFadden, (1997)*, no se puede asegurar *a priori* de las direcciones de los sitios volcánicos del TMVB, aquí analizadas, que no estuvieran afectadas

por perturbaciones tectónicas; o que algunos datos de la recopilación no representen esencialmente el mismo episodio eruptivo.

El estudio comparativo entre el modelo de referencia de *McElhinny & McFadden, (1997)*, el análisis de las direcciones aquí presentados, y el de las recopiladas, persigue, como uno de los objetivos de este estudio, el discernimiento de la existencia (y cuantía en su caso) de perturbaciones tectónicas en el TMVB. Y por otro lado, también pretende evaluar el método de Vandamme para el análisis estadístico de la PSVL, en función del número de datos, para esclarecer si los valores anómalamente bajos de la dispersión publicados en el TMVB (ver sección anterior) están relacionados con un promedio insuficiente de la Variación Secular.

Por ello, con fines tectónicos y sin hacer ninguna hipótesis *a priori*, siempre que se ha estudiado en este estudio la dispersión en torno al eje de rotación terrestre de un conjunto de sitios de lavas jóvenes (del periodo Cuaternario), se ha calculado, a la vez, para compararla con la anterior, la dispersión en torno a la dirección media de los sitios. En todos los casos, para los periodos Plioceno y Mioceno, se han analizado los valores de la dispersión con respecto a la media de los datos, comparando las direcciones medias de los polos resultante con la de las direcciones de referencia para Norte América estable (*Besse & Courtillot, 2002*).

La metodología iterativa empleada, para cada subgrupo de VGPs estudiado, ha sido:

- (i) La de no excluir en un principio ningún sitio en función de la latitud de su VGPs para no “ignorar” la posible existencia de efectos tectónicos que afectaran a la distribución global de VGPs.
- (ii) Calcular la dirección media de la selección de VGPs
- (iii) Calcular si la distribución se ajusta a una distribución de Fisher (la distribución se considerará fisheriana cuando lo sean tanto sus longitudes como sus latitudes).
- (iv) Calcular S_T a partir de las distancias angulares Δ_i de cada uno de los N VGPs con respecto a la media de sus direcciones (o al eje de rotación en su caso):

$$S_T^2 = \sum \Delta_i^2 / (N-1) ,$$

(v) Calcular la corrección producida por la dispersión de los correspondientes VGP's "dentro de cada sitio" (S_W). El cálculo de esta corrección se ha realizado a partir de la variación de la dispersión "dentro de cada sitio" de las *direcciones* (declinación e inclinación) de magnetización s_w (que, a su vez, depende del número medio de muestras por sitio, \bar{n} , y del a_{95} medio de los sitios) en función de la latitud (Cox, 1970) :

$$S_W^2 / s_w^2 = 2 (1 + 3 \sin^2 \lambda)^2 / (5 + 3 \sin^2 \lambda).$$

(vi) Calcular S_F :

$$S_F^2 = S_T^2 - S_W^2 / \bar{n}$$

y calcular sus límites de confianza, superior (S_u) e inferior (S_l), al 95% (Cox, 1969).

(vii) Calcular el ángulo de corte (distancia máxima al eje de rotación) óptimo y variable para cada distribución de VGP's determinado por Vandamme (1994) con respecto a la dispersión S_F (y no S_T como en sus simulaciones de datos sintéticos):

$$\Theta = 1.8 S_F + 5^\circ,$$

(viii) Utilizar este ángulo de corte para desechar aquellos VGP's cuya distancia angular a la media sea superior al ángulo de corte Θ .

(ix) Repetir el proceso desde el paso (ii) hasta la convergencia del método. El método converge cuando todas las distancias angulares de los VGP's con respecto a la media son inferiores al ángulo de corte y se obtiene el mismo valor de la dispersión S_F que la iteración anterior.

(x) Calcular los límites de confianza al 95% de la desviación angular estándar (ASD, o S_F), el límite inferior (S_l) y el límite superior (S_u)

Como referencia comparativa, los valores teóricos para la PSVL a la latitud de 20°, según el modelo G, para la dispersión total S_F (S_l - S_u) y el ángulo de corte Θ , son:

- edades < 5.0 Ma : $S_F \approx 12.1 - 13.3$ (ver *figura 6.4*); $\Theta \approx 28^\circ$

- edades entre 5.0-22.5 Ma : $S_F \approx 17.0 - 19.7$ (ver *figura 6.5*); $\Theta \approx 38^\circ$

Los resultados de las diferentes iteraciones realizadas en cada una de las distintas agrupaciones de VGP's , para el cálculo de la dispersión de la PSVL

según el método de Vandamme (1994) se detallan en las *tablas 6.IV-6VI.* . Los resultados finales de la dispersión (ASD, o S_F) de cada agrupación de VGPs tras la convergencia del método se resumen, para su comparación, en las *tablas 6.V-6VII.*

En función de la procedencia de los datos, estas tablas se referirán a (i) “Este estudio”; (ii) “Recopilación”; y (iii) “Todos”; para distinguir entre el análisis estadístico de (i) la selección de las direcciones paleomagnéticas de este trabajo (*capítulos 2,3,4; tabla 6.III*) ; (ii) las recopiladas de entre los trabajos publicados (*capítulo 5; tabla 5.I*) ; (iii) la combinación conjunta de estas distribuciones; respectivamente.

En función de la edad (y para “Este estudio”; “Recopilación”; y “Todos”), primeramente se han agrupado los datos de edades superiores a 5 Ma (Mioceno) y los de edades inferiores a 5 Ma (Plioceno y Cuaternario) de forma separada. Para cada uno de estos grupos, se han estudiado de forma conjunta las poblaciones de polaridades normales e invertidas.

También, en los periodos Plioceno y Cuaternario (por separado), para el conjunto de los datos (“Todos”), se han estudiado de forma conjunta las poblaciones de polaridades normales e invertidas.

Por último, y para el conjunto de los datos (“Todos”), se ha estudiado las contribuciones específicas a la dispersión total tanto de la población de polaridad normal como de la población de polaridad invertida. Este análisis separando polaridades se ha efectuado para el Mioceno, para el Plioceno y para el Cuaternario.

El objetivo de todas estas divisiones es analizar el carácter fisheriano o no-fisheriano de las diferentes distribuciones y la contribución a la PSVL de cada una de ellas.

6.5.1: PSVL PARA EL MIOCENO.

Como ya se ha comentado anteriormente (ver *figura 6.5*), y como referencia comparativa, el valor teórico para la PSVL a la latitud de 20°, según el modelo G (Mc Fadden et al, 1991; edades entre 5.0-22.5 Ma), para la dispersión

geomagnética total, S_F , oscila entre $17.0 - 19.7^\circ$, con un ángulo de corte Θ de unos 38° .

En la *tabla 6.IV* se resumen el resultado de las iteraciones realizadas siguiendo el método de *Vandamme (1994)* para el análisis estadístico de la PSVL en las distintas agrupaciones de VGPs para el periodo Mioceno:

(i) Utilizando las direcciones de los sitios volcánicos muestreados en “*Este estudio*”, el método conduce (respecto a la media de los VGPs) a una distribución fisheriana tras rechazar 5 de los 27 sitios iniciales, y a un ángulo de corte de unos 35° , siendo la distancia angular del VGP más lejano, con respecto al polo paleomagnético resultante, de 26.5° (*figura 6.8 i*). La dispersión ($S_F = 16.6$) se solapa dentro de los márgenes de error con la predicha por el modelo teórico (*ver tabla 6.V, figura 6.9*).

(ii) Utilizando las direcciones de los sitios volcánicos muestreados en “*Recopilación*”, (que no incluyen los sitios de edad Mioceno-Plioceno de Palma Sola” el método (respecto a la media de los VGPs) rechaza 2 de los 26 sitios iniciales, conduce a un ángulo de corte de unos 22° , y a una distribución no fisheriana (es fisheriana en longitud pero no en latitud, siendo la distancia angular del VGP más lejano, con respecto al polo paleomagnético resultante, de 15.5° (*figura 6.8 ii*). La dispersión ($S_F = 9.2$) incluyendo sus márgenes de error, no se solapa con la predicha por el modelo teórico (*ver tabla 6.V, figura 6.9*), como ya se había comentado que ocurría en los estudios previos de PSVL realizados previamente en México (*ver refs [4] y [5], tabla 6.II*).

El carácter no-fisheriano de la distribución quizá es debido a la calidad de los datos más que al número de sitios (del orden de los de “*Este estudio*”), ya que seleccionando los sitios con parámetro de precisión $k > 100$ (18 de los 26 sitios), el método de Vandamme converge con 17 sitios en una distribución fisheriana de VGPs, con una dispersión geomagnética idéntica ($S_F = 9.2$). Por otra parte, si se considera la hipótesis de que los 12 afloramientos de edad Neógena de Palma Sola tuvieran una edad correspondiente al periodo Mioceno, el método converge a una distribución (fisheriana) de 34 VGPs con dispersión similar ($S_F = 10.1$).

Por tanto, comparando los resultados con los obtenidos en “*Este estudio*” y quizá debido a que reflejen episodios de vulcanismo de escasa cobertura temporal, puede sugerirse que probablemente el agrupamiento Mioceno de la “*Recopilación*” no promedie adecuadamente la paleovariación secular.

(i) ESTE ESTUDIO (5-12 Ma)

Selección	N	n	α_{95}	S_T	S_W	S_F	Θ	PLO	PLA	¿Fish.?
Todos (M)	27	9.6	4.0	28.9	6.0	28.8	56.9	235.1	85.8	SÍ/NO
< 56.9	25	9.6	4.1	23.7	6.1	23.6	47.5	231.9	86.2	SÍ/SÍ
< 47.5	23	9.6	4.0	18.5	6.0	18.4	38.1	194.7	83.6	SÍ/SÍ
< 38.1	22	9.6	4.0	16.8	6.0	16.6	34.9	192.8	85.3	SÍ/SÍ
< 34.9	22	9.6	4.0	16.8	6.0	16.6	34.9	192.8	85.3	SÍ/SÍ

(ii) RECOPIACIÓN (5-12 Ma)

Selección	N	n	α_{95}	S_T	S_W	S_F	Θ	PLO	PLA	¿Fish.?
Todos (M)	26	8.7	4.8	12.6	6.9	12.4	27.2	167.6	85.6	SÍ/SÍ
< 27.2	24	8.5	4.8	9.5	6.8	9.2	21.6	139.8	87.3	SÍ/NO
< 21.6	24	8.5	4.8	9.5	6.8	9.2	21.6	139.8	87.3	SÍ/NO

(iii) TODOS (5-12 Ma)

Selección	N	n	α_{95}	S_T	S_W	S_F	Θ	PLO	PLA	¿Fish.?
Todos (M)	53	9.2	4.4	22.4	6.4	22.3	45.1	199.2	86.4	SÍ/NO
< 41.2	49	9.1	4.4	15.5	6.4	15.4	32.7	182.7	84.8	SÍ/SÍ
< 31.4	48	9.1	4.4	14.5	6.4	14.4	30.8	179.4	85.6	SÍ/SÍ
< 29.7	47	9.1	4.5	13.9	6.6	13.7	29.7	174.7	86.2	SÍ/SÍ
< 28.4	47	9.1	4.5	13.9	6.6	13.7	29.7	174.7	86.2	SÍ/SÍ

TODOS (5-12 Ma) : POLARIDAD NORMAL.

Selección	N	n	α_{95}	S_T	S_W	S_F	Θ	PLO	PLA	¿Fish.?
< 45 (MN)	21	8.8	4.6	14.4	6.6	14.2	30.7	154.9	85.7	SÍ/NO
< 30.7	20	8.7	4.6	10.9	6.6	10.7	24.2	128.6	86.7	SÍ/SÍ
< 24.2	20	8.7	4.6	10.9	6.6	10.7	24.2	128.6	86.7	SÍ/SÍ

TODOS (5-12 Ma) : POLARIDAD INVERTIDA.

Selección	N	n	α_{95}	S_T	S_W	S_F	Θ	PLO	PLA	¿Fish.?
< 45 (MR)	28	9.4	4.3	16.3	6.4	16.2	34.2	196.5	83.6	SÍ/SÍ
< 34.2	28	9.4	4.3	16.3	6.4	16.2	34.2	196.5	83.6	SÍ/SÍ

Tabla 6.IV: Resumen de los resultados obtenidos para el Mioceno (Este Estudio, Recopilación, Todos) en cada una de las iteraciones del método de Vandamme (1994).

M: Mioceno; **(MN):** sitios de polaridad normal; **(MR):** sitios de polaridad invertida.

Selección: VGPs con distancias angulares hasta la media inferiores al ángulo de corte Θ de la iteración anterior; **N** : número de sitios utilizados inicialmente y en cada iteración; **n** : promedio de muestras por sitio; **α_{95}** : promedio del semiángulo de confianza al 95% (Fisher, 1953) de las direcciones (declinación/inclinación) de los sitios; **S_T** : dispersión entre sitios; **S_W** : dispersión de los sitios; **S_F** : dispersión geomagnética (desviación angular estándar, ASD, corregida); **Θ** : ángulo de corte óptimo (Vandamme, 1994); **PLO, PLA:** longitud y latitud del polo paleomagnético; **¿Fish.?** : test sobre el carácter fisheriano o no-fisheriano (realizado en longitud / latitud) de las distribuciones de VGPs.

(iii) Utilizando las direcciones conjuntas de todos los sitios volcánicos muestreados en el TMVB (53 sitios) del periodo Mioceno (“Todos”), el método (respecto a la media de los VGPs) rechaza los mismos 5 sitios de “Este estudio” descartados con anterioridad, y sólo 1 de los 2 descartados previamente en el grupo “Recopilación”, conduciendo a una distribución fisheriana con un ángulo de corte de unos 30°, siendo la distancia angular del VGP más lejano, con respecto al polo paleomagnético resultante, de unos 27° (figura 6.8 iii a). La

dispersión ($S_F = 13.7$) es también menor (debido a la contribución del grupo “Recopilación”) a la predicha por el modelo teórico (ver tabla 6.V, figura 6.9).

Dividiendo el conjunto de datos (“Todos”) en sus poblaciones de polaridad normal y polaridad invertida, el método iterativo de Vandamme no rechaza ninguno de los sitios de “Recopilación”, rechazando sólo los 5 descartados anteriormente en “Este estudio” (figura 6.8 iii b). Las diferencias en la dispersión geomagnética entre cada grupo de distinta polaridad son grandes (tabla 6.V): mientras que en el grupo de polaridad invertida la dispersión S_F es estadísticamente indistinguible de la dispersión teórica para la latitud de México según el modelo G, la dispersión del grupo de polaridad normal es sensiblemente inferior (figura 6.9). Este efecto (observado globalmente en las bases de datos de paleomagnetismo, también en las recopilatorias que históricamente han servido para ajustar los modelos teóricos de PSVL) se produce debido a componentes viscosas (de polaridad normal como el campo actual) que persisten temporalmente tras una desmagnetización incompleta (Merrill & McElhinny, 1983). Otra explicación alternativa, o que además puede influir, es que se necesiten más datos en el grupo de polaridad normal para promediar la paleovariación secular, ya que su valor de S_F está determinado por la dispersión de sólo 20 VGPs. Sin embargo, las poblaciones de polaridad normal e invertida son estadísticamente indistinguibles (figura 6.8 iii b), con un resultado del test de inversión ($\gamma_0=5.94^\circ < \gamma_c=7.46^\circ$) positivo tipo B (McFadden & McElhinny, 1990).

Los resultados de la dispersión geomagnética de la PSVL, obtenidos en “Este estudio” a partir de una distribución fisheriana de VGPs que han promediado la Variación Secular, se ajustan a los de los modelos teóricos de referencia.

Estos resultados discrepan con la dispersión geomagnética obtenida (con una distribución no-fisheriana de VGPs) en la recopilación de estudios previos realizados en México y no apoyan, como éstos, la existencia de una ventana dipolar en el Pacífico durante el periodo Mioceno.

A efectos tectónicos, los polos paleomagnéticos obtenidos en las agrupaciones “Este estudio” y “Recopilación” son estadísticamente indistinguibles entre sí, ya que el test de McFadden & McElhinny, (1990) aplicado a estos grupos es positivo de tipo B ($\gamma_0=3.75^\circ < \gamma_c=7.06^\circ$). Y además, los polos paleomagnéticos de estos grupos son indistinguibles del polo de referencia de Norte América estable (Besse

& Courtillot, 2002) para el Mioceno (tabla 6.V), lo que descarta rotaciones de bloques significativas en el TMVB ocurridas con posterioridad al periodo Mioceno Superior.

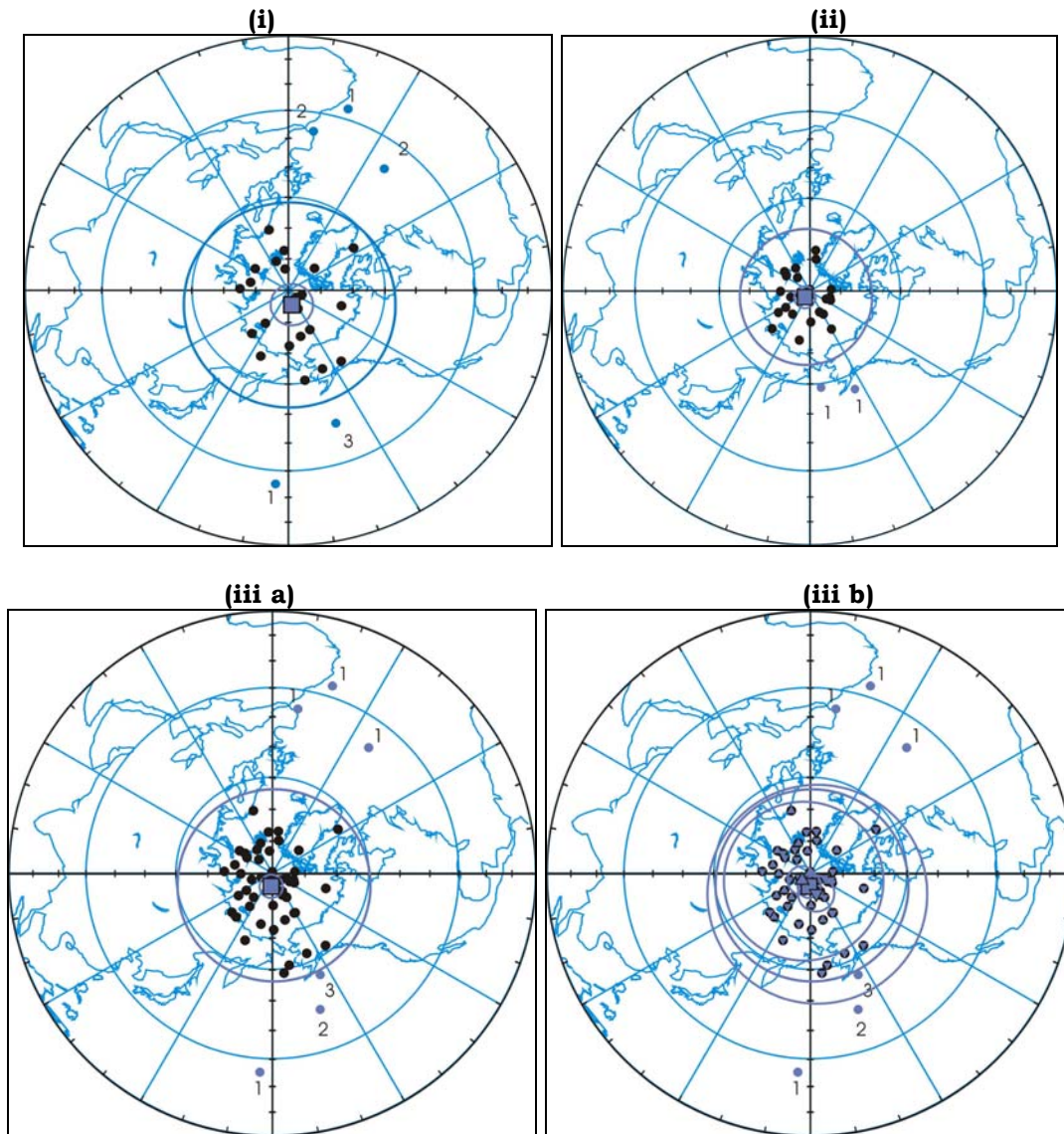


Figura 6.8 : VGPs del TMVB del periodo Mioceno utilizados en el estudio de la PSVL, utilizando el método de Vandamme (1994) con respecto a la media de las direcciones de los VGPs: **(i)** Este estudio; **(ii):** Recopilación de trabajos publicados; **(iii a):** Todos (Este estudio+ Recopilación); **(iii b):** Todos, Todos normales (**triángulos hacia arriba**) y Todos invertidos” (**triángulos hacia abajo**). Se señalan los VGPs rechazados (**puntos azules**) en las sucesivas iteraciones (indicadas con **números**); el polo paleomagnético resultante al final del proceso iterativo con su círculo de confianza (**cuadrado azul y círculo pequeño** a su alrededor); así como el ángulo de corte óptimo (**círculo grande** alrededor del polo paleomagnético) que engloba los VGPs utilizados en el cálculo de la dispersión geomagnética (**puntos negros**).

MIOCENO (M)												
(i) Este estudio												
PSVL	N/N _R	n	α_{95}	S _{lat}	Θ	S _T	S _F	S _l -S _u	PLO	PLA	A ₉₅	¿F?
M	22/5	9.6	4.0	20.4	39.9	16.8	16.6	13.8-21.0	192.8	85.3	6.5	SÍ
(ii) Recopilación												
PSVL	N/N _R	n	α_{95}	S _{lat}	Θ	S _T	S _F	S _l -S _u	PLO	PLA	A ₉₅	¿F?
M	24/2	8.5	4.8	20.6	21.6	9.5	9.2	7.7-11.5	139.8	87.3	3.5	NO
(iii) Todos (Este estudio + Recopilación)												
PSVL	N/N _R	n	α_{95}	S _{lat}	Θ	S _T	S _F	S _l -S _u	PLO	PLA	A ₉₅	¿F?
M	47/6	9.1	4.5	20.5	29.7	13.9	13.7	12.0-16.0	174.7	86.2	3.6	SÍ
M (N)	20/2	8.7	4.6	20.7	24.2	10.9	10.7	8.8-13.7	128.6	86.7	4.4	SÍ
M (R)	28/3	9.4	4.3	20.4	34.2	16.3	16.2	13.7-19.9	196.5	83.6	5.6	SÍ
Polo de referencia de Norte América estable (Besse & Courtillot, 2002) para el periodo Mioceno												
8.3 Ma	54								168.1	85.0	2.0	

Tabla 6.V: Resumen de los resultados obtenidos (“Este Estudio”, “Recopilación”, “Todos”) tras la aplicación del método iterativo de Vandamme (1994) .

M: Mioceno; **M (N):** sitios de polaridad normal; **M (R):** sitios de polaridad invertida.

N / N_R: número de sitios utilizados / número de sitios rechazados en el cálculo final de la PSVL; **n :** promedio de muestras por sitio; **α_{95} :** promedio del semiángulo de confianza al 95% (Fisher, 1953) de las direcciones (declinación/inclinación) de los sitios; **S_{lat} :** latitud promedio de los sitios; **Θ :** ángulo de corte óptimo (Vandamme, 1994); **S_T :** dispersión entre sitios; **S_F :** dispersión geomagnética (desviación angular estándar, ASD, corregida); **S_l y S_u :** límites superior e inferior de S_F, respectivamente, al 95% de confianza (Cox, 1969); **PLO, PLA, A₉₅ :** longitud, latitud y semiángulo de confianza al 95% (Fisher, 1953) del polo paleomagnético; **¿F?** : test sobre el carácter fisheriano o no-fisheriano (simultáneamente en longitud y latitud) de las distribuciones de VGPs.

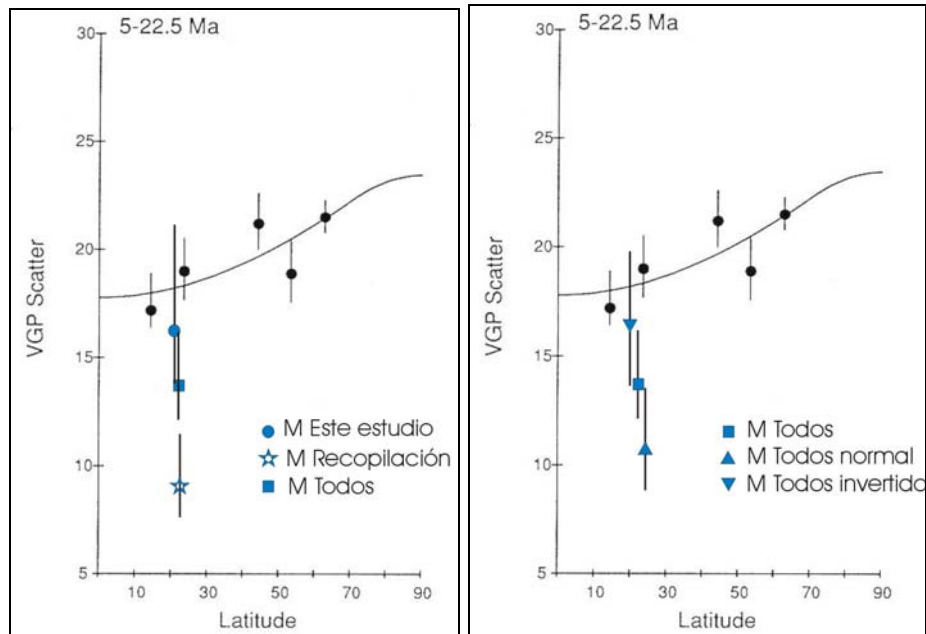


Figura 6.9 : Comparación con el modelo de PSVL de McFadden et al., (1991) para el periodo Mioceno (M) de los resultados obtenidos para la dispersión geomagnética, S_F, con sus intervalos de confianza al 95% (Cox, 1969) superior (S_u) e inferior (S_l). **Izquierda:** Dispersión geomagnética de las distintas agrupaciones de VGPs: “Este estudio”, “Recopilación” y “Todos”. **Derecha:** Dispersión geomagnética de las poblaciones normal e invertida del conjunto de los datos (“Este estudio” y “Recopilación” juntos).

6.5.2: PSVL PARA LOS ÚLTIMOS 5 Ma.

Como referencia comparativa (ver *figura 6.4*) ya se ha comentado anteriormente que el valor teórico para la PSVL a la latitud de 20° , según el modelo G (McElhinny & Mc Fadden, 1997; edades inferiores a 5.0 Ma), para la dispersión geomagnética total, S_F , oscila entre $12.1 - 13.3^\circ$, con un ángulo de corte Θ de unos 28° .

En la *tabla 6.VI* se resumen los resultados de las iteraciones realizadas siguiendo el método de Vandamme (1994) para el análisis estadístico de la PSVL en las distintas agrupaciones de VGPs para el periodo Plioceno-Cuaternario, tanto con respecto a la media de las direcciones de los polos como con respecto al eje de rotación terrestre:

(i) Utilizando las direcciones de los sitios volcánicos muestreados en “*Este estudio*”, el método conduce (respecto a la media de los VGPs) a una distribución fisheriana tras rechazar 8 de los 71 sitios iniciales, y a un ángulo de corte de 27° (*figura 6.10 i*). La dispersión ($S_F = 12.2$) está dentro del margen de error de la predicha por el modelo teórico (ver *tabla 6.VII, figura 6.11*).

Esta dispersión respecto a la media es idéntica a la obtenida cuando el método iterativo se realiza con respecto al eje de rotación terrestre, donde se rechaza un sitio más en total. Aunque no todos los sitios rechazados en ambos métodos coincidan, tanto la dispersión como la dirección del polo paleomagnético resultante son estadísticamente indistinguibles.

(ii) Utilizando las direcciones de los VGPs de “*Recopilación*”, el método iterativo, con respecto a la media, rechaza 16 polos de los 166 inicialmente existentes (*figura 6.10 ii*). El resultado de la dispersión geomagnética S_F es ligeramente mayor ($S_F = 13.4$, con $\Theta=29.0$) que el obtenido en “*Este estudio*” y que el predicho por la teoría (*tabla 6.VII, figura 6.11*). Lo mismo ocurre con el análisis realizado con respecto al eje de rotación terrestre ($S_F = 13.4$, con $\Theta=30.8$). De todas formas, los intervalos de confianza de la dispersión se solapan en ambos casos con los de la dispersión teórica. Ambos métodos conducen asimismo a polos paleomagnéticos indistinguibles entre sí. Sin embargo, la distribución de VGPs resultante tras la convergencia del método iterativo no es fisheriana ni en longitud ni en latitud. Esto quizá sea debido a un factor de calidad: seleccionando los sitios con parámetro de precisión $k>100$ (103 sitios), el método

converge a una distribución fisheriana de 94 sitios con similar dispersión ($S_F = 13.2$, con $\Theta=28.7$).

(iii) Con el conjunto de los datos “Todos” el método iterativo, con respecto a la media, rechaza 24 polos de los 245 iniciales, los mismos que habían sido anteriormente rechazados en (i) y (ii) (*figura 6.10 iii*). Se obtiene así una mezcla de los resultados anteriormente descritos en “Este estudio” y en “Recopilación”: La dispersión con respecto a la media ($S_F = 13.0$, con $\Theta=28.4$) es indistinguible de la calculada respecto al eje de rotación terrestre ($S_F = 13.9$, con $\Theta=30.0$), al igual que las direcciones de los correspondientes polos paleomagnéticos. Los intervalos de confianza de la dispersión también se solapan en ambos casos con los de la dispersión teórica (*tabla 6.VII, figura 6.11*). Al igual que ocurría con los VGPs de “Recopilación”, en este caso tampoco se consigue una distribución fisheriana, ni en longitud ni en latitud. Seleccionando de nuevo los sitios con un parámetro de precisión $k>100$, el método converge a una distribución fisheriana en longitud, pero no-fisheriana en latitud, de 139 sitios con una dispersión geomagnética similar ($S_F = 12.9$, con $\Theta=28.2$). Quizá el conjunto de los datos no refleje lecturas puntuales en el tiempo del campo geomagnético, sino que existan sitios cuyas direcciones representen esencialmente los mismos episodios eruptivos en el pasado.

Las direcciones de los polos paleomagnéticos de los grupos “Este estudio” y “Recopilación” son enormemente parecidas, ya que el test de *McFadden & McElhinny*, (1990) aplicado a estos grupos es positivo de tipo A ($\gamma_0=1.18^\circ < \gamma_c=3.34^\circ$); aunque cabe observar que, al contrario que para “Este estudio”, la distribución de polos de “Recopilación” no es fisheriana. Obsérvese también que ambos son indistinguibles del polo de referencia de Norte América estable (*Besse & Courtillot, 2002*) para los periodos Plioceno-Cuaternario.

Aunque para los últimos 5 Ma de años en el TMVB, los valores de la dispersión al considerar el eje de rotación son ligeramente mayores que considerando las medias de los polos (ver *tabla 6.7*), la dispersión calculada de esta última manera no conduce a una dispersión anómalamente baja con respecto al modelo teórico, sino que los datos se ajustan excelentemente a él.

(i) ESTE ESTUDIO (<5 Ma) (Respecto a la media)

Selección	N	n	α_{95}	S_T	S_W	S_F	Θ	PLO	PLA	¿Fish.?
Todos (PQ)	79	9.6	4.6	17.3	6.8	17.2	35.9	162.9	86.3	NO/NO
< 35.9	76	9.7	4.6	14.3	6.8	14.1	30.4	163.3	86.3	NO/NO
< 30.4	75	9.7	4.6	13.9	6.8	13.7	29.7	157.8	86.2	NO/NO
< 29.7	73	9.6	4.6	13.2	6.8	13.0	28.4	155.1	86.1	SÍ/NO
< 28.4	71	9.7	4.6	12.4	6.8	12.2	27.0	147.2	86.7	SÍ/SÍ
< 27.0	71	9.7	4.6	12.4	6.8	12.2	27.0	147.2	86.7	SÍ/SÍ

(i) ESTE ESTUDIO (<5 Ma) (Respecto al eje)

Selección	N	n	α_{95}	S_T	S_W	S_F	Θ	PLO	PLA	¿Fish.?
Todos (PQ)	79	9.6	4.6	17.7	6.8	17.6	36.6	162.9	86.3	NO/NO
< 36.6	76	9.7	4.6	14.7	6.8	14.6	31.2	163.3	86.3	NO/NO
< 31.2	73	9.7	4.6	13.5	6.8	13.3	29.0	153.6	87.4	SÍ/NO
< 29.0	71	9.7	4.6	12.8	6.8	12.6	27.6	144.4	87.5	SÍ/SÍ
< 27.6	70	9.7	4.6	12.4	6.8	12.2	26.9	141.6	87.9	SÍ/SÍ
< 26.9	70	9.7	4.6	12.4	6.8	12.2	26.9	141.6	87.9	SÍ/SÍ

(ii) RECOPIACIÓN (<5 Ma) (Respecto a la media)

Selección	N	n	α_{95}	S_T	S_W	S_F	Θ	PLO	PLA	¿Fish.?
Todos (PQ)	166	8.8	5.3	21.5	7.5	21.4	43.4	166.3	86.0	NO/NO
< 43.4	158	8.9	5.2	15.5	7.4	15.3	32.5	167.5	86.2	NO/NO
< 32.5	152	9.0	5.2	14.0	7.4	13.8	29.7	159.7	85.8	NO/NO
< 29.7	150	9.0	5.2	13.6	7.4	13.4	29.0	157.8	85.8	NO/NO
< 29.0	150	9.0	5.2	13.6	7.4	13.4	29.0	157.8	85.8	NO/NO

(ii) RECOPIACIÓN (<5 Ma) (Respecto al eje)

Selección	N	n	α_{95}	S_T	S_W	S_F	Θ	PLO	PLA	¿Fish.?
Todos (PQ)	166	8.8	5.3	21.9	7.5	21.7	44.2	166.3	86.0	NO/NO
< 44.2	158	8.9	5.2	16.0	7.5	15.8	33.4	167.5	86.2	NO/NO
< 33.4	153	9.0	5.2	14.8	7.5	14.5	31.2	160.1	86.5	NO/NO
< 31.2	152	9.0	5.2	14.6	7.5	14.3	30.8	158.0	86.3	NO/NO
< 30.8	152	9.0	5.2	14.6	7.5	14.3	30.8	158.0	86.3	NO/NO

(iii) TODOS (<5 Ma) (Respecto a la media)

Selección	N	n	α_{95}	S_T	S_W	S_F	Θ	PLO	PLA	¿Fish.?
Todos (PQ)	245	9.0	5.1	20.3	7.3	20.1	41.2	165.3	86.1	NO/NO
< 41.2	233	9.1	5.0	14.9	7.2	14.7	31.4	166.4	86.0	NO/NO
< 31.4	227	9.1	5.0	13.9	7.2	13.7	29.7	159.6	85.8	NO/NO
< 29.7	224	9.1	5.0	13.6	7.2	13.4	29.0	157.5	85.8	NO/NO
< 29.0	223	9.1	5.0	13.4	7.2	13.2	28.8	157.0	85.9	NO/NO
< 28.8	222	9.1	5.0	13.3	7.2	13.1	28.6	156.3	86.0	NO/NO
< 28.6	221	9.1	5.0	13.2	7.2	13.0	28.4	155.0	86.1	NO/NO
< 28.4	221	9.1	5.0	13.2	7.2	13.0	28.4	155.0	86.1	NO/NO

(iii) TODOS (<5 Ma) (Respecto al eje)

Selección	N	n	α_{95}	S_T	S_W	S_F	Θ	PLO	PLA	¿Fish.?
Todos (PQ)	245	9.0	5.1	20.6	7.3	20.5	41.8	165.3	86.1	NO/NO
< 41.8	234	9.1	5.0	15.6	7.3	15.4	32.6	161.5	86.4	NO/NO
< 32.6	226	9.1	5.0	14.3	7.3	14.1	30.4	155.4	86.6	NO/NO
< 30.4	224	9.1	5.0	14.1	7.3	13.9	30.0	153.7	86.7	NO/NO
< 30.0	224	9.1	5.0	14.1	7.3	13.9	30.0	153.7	86.7	NO/NO

Tabla 6.VI: Resumen de los resultados obtenidos en el Plioceno-Cuaternario (PQ) en cada una de las iteraciones del método de Vandamme (1994). (i)“Este Estudio”; (ii)“Recopilación”; (iii)“Todos”. **Selección:** VGPs con distancias angulares hasta la media inferiores al ángulo de corte Θ de la iteración anterior ; **N** : número de sitios utilizados; **n**, α_{95} : promedio de muestras y del semiángulo de confianza al 95% (Fisher, 1953) de los sitios; **S_T** : dispersión entre sitios; **S_W** : dispersión de los sitios; **S_F** : dispersión geomagnética (desviación angular estándar, ASD, corregida); **Θ** : ángulo de corte óptimo; **PLO, PLA:** longitud y latitud del polo paleomagnético; **¿Fish.?** : test sobre el carácter fisheriano o no-fisheriano (realizado en longitud / latitud) de las distribuciones de VGPs.

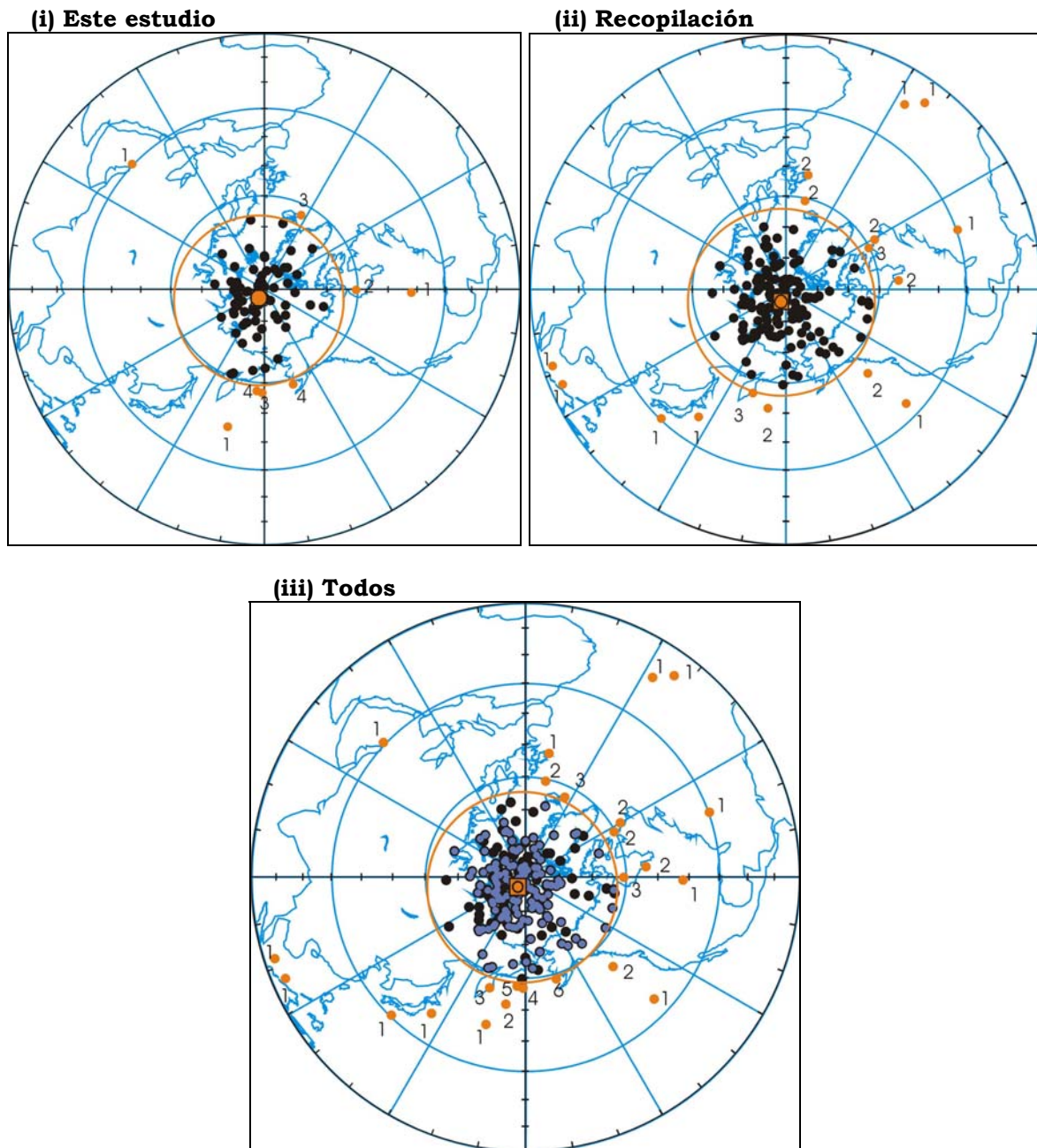


Figura 6.10 : VGPs del TMVB del periodo Plioceno-Cuaternario utilizados en el estudio de la PSVL, utilizando el método de Vandamme (1994) con respecto a la media de las direcciones de los VGPs: **(i)** Este estudio; **(ii):** Recopilación de trabajos publicados; **(iii):** Todos (Este estudio + Recopilación). Se señalan los VGPs rechazados (**puntos naranjas**) en las sucesivas iteraciones (indicadas con **números**); el polo paleomagnético resultante al final del proceso iterativo con su círculo de confianza (**cuadrado naranja y círculo pequeño** a su alrededor); así como el ángulo de corte óptimo (**círculo grande** alrededor del polo paleomagnético) que engloba los VGPs utilizados en el cálculo de la dispersión geomagnética (**puntos negros**). En (iii), se señalan además los sitios con un parámetro de precisión $k > 100$ (**puntos azules**).

PLIOCENO - CUATERNARIO (PQ)												
(i) Este estudio												
PSVL	N/N _R	n	A ₉₅	S _{lat}	Θ	S _T	S _F	S _L -S _U	PLO	PLA	A ₉₅	¿F?
PQ (MEDIA)	71/8	9.7	4.6	19.8	27.0	13.2	12.2	10.9-13.8	147.2	86.7	2.6	SÍ
PQ (EJE)	70/9	9.7	4.6	19.8	26.9	12.4	12.2	10.9-13.8	141.6	87.9	2.6	SÍ
(ii) Recopilación												
PSVL	N/N _R	n	A ₉₅	S _{lat}	Θ	S _T	S _F	S _L -S _U	PLO	PLA	A ₉₅	¿F?
PQ (MEDIA)	150/16	9.0	5.2	19.7	29.0	13.6	13.4	12.4-14.5	157.8	85.8	2.0	NO
PQ (EJE)	152/14	9.0	5.2	19.7	30.8	14.6	14.3	13.2-15.5	158.0	86.3	2.0	NO
(iii) Todos (Este estudio + Recopilación)												
PSVL	N/N _R	n	A ₉₅	S _{lat}	Θ	S _T	S _F	S _L -S _U	PLO	PLA	A ₉₅	¿F?
PQ (MEDIA)	221/24	9.0	5.1	19.8	28.4	13.2	13.0	12.2-13.9	155.0	86.1	1.6	NO
PQ (EJE)	224/21	9.1	5.0	19.8	30.0	14.1	13.9	13.0-14.8	153.7	86.1	1.6	NO
Polo de referencia de Norte América estable (Besse & Courtillot, 2002) para el Plioceno-Cuaternario												
2.1 Ma									180.7	86.5	3.0	

Tabla 6.VII: Resumen de los resultados obtenidos (“Este Estudio”, “Recopilación”, “Todos”) tras la aplicación del método iterativo de Vandamme (1994) aplicado respecto a la media de las direcciones de los polos (**MEDIA**) y con respecto al eje de rotación terrestre (**EJE**).

PQ: Plioceno-Cuaternario; **N / N_R:** número de sitios utilizados / número de sitios rechazados en el cálculo final de la PSVL; **n, a₉₅:** promedio de muestras y del semiángulo de confianza al 95% (Fisher, 1953) por sitio; **S_{lat}:** latitud promedio de los sitios; **Θ:** ángulo de corte óptimo; **S_T:** dispersión entre sitios; **S_F:** dispersión geomagnética (desviación angular estándar, ASD, corregida); **S_U y S_L:** límites superior e inferior de S_F, respectivamente, al 95% de confianza (Cox, 1969); **PLO, PLA, A₉₅:** longitud, latitud y semiángulo de confianza al 95% (Fisher, 1953) del polo paleomagnético; **¿F?** : test sobre el carácter fisheriano o no-fisheriano (simultáneamente en longitud y latitud) de las distribuciones de VGPs.

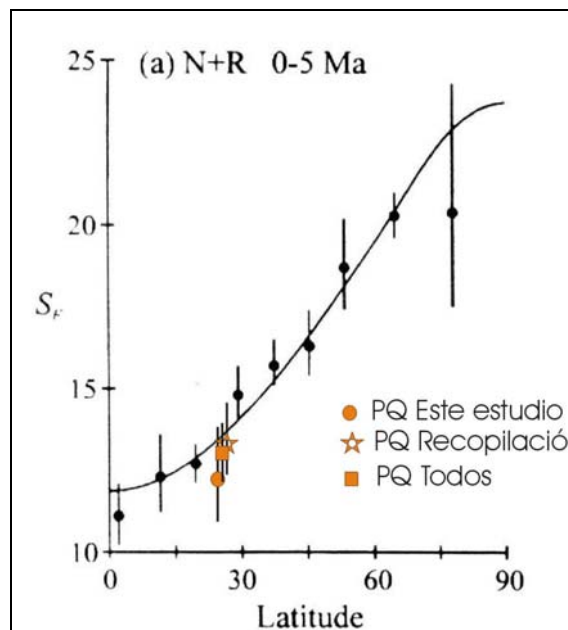


Figura 6.11 : Comparación, con el modelo de PSVL de McElhinny & McFadden, (1997) para el periodo Plioceno-Cuaternario (PQ), de los resultados obtenidos en las distintas agrupaciones de VGPs: “Este estudio” (círculo), “Recopilación” (estrella) y “Todos” (cuadrado) para la dispersión geomagnética (con respecto a la **media** de las direcciones de los polos, S_F, con sus intervalos de confianza al 95% (Cox, 1969) superior (S_U) e inferior (S_L).

Como se ha visto para los últimos 5 Ma en el TMVB, tanto las direcciones de los polos como los valores de la dispersión geomagnética son indistinguibles cuando se analiza la PSVL con respecto al eje de rotación o con respecto a la media de las direcciones de VGPs. Por ello, al dividir el conjunto de los datos en los periodos Plioceno y Cuaternario por separado, para conocer sus respectivas contribuciones a la PSVL (tabla 6. VIII; figuras 6.12, 6.13, 6.14), ya no se analizará el conjunto de edad Plioceno con respecto al eje (como si se hará con el conjunto de edad Cuaternario para una última comparación), sino con respecto a la media de los VGPs.

Así se podrá comparar, también para una discusión tectónica, la dirección del polo paleomagnético correspondiente al Plioceno en el TMVB con el polo de referencia de Norte América (Besse & Courtillot, 2002) para el periodo Plioceno.

TODOS (P): PLIOCENO (5.0-1.8 Ma)												
PSVL	N/N _R	n	a ₉₅	S _{lat}	Θ	S _T	S _F	S _I -S _u	PLO	PLA	A ₉₅	¿F?
P	63/2	9.6	4.6	20.1	32.3	15.3	15.2	13.5-17.3	165.6	85.1	3.4	NO
P (N)	35/1	10.0	4.7	20.1	29.3	13.7	13.5	11.6-16.2	174.8	83.7	4.5	SÍ
P (R)	28/1	9.3	4.5	20.2	35.6	17.1	17.0	14.3-20.9	143.3	86.6	5.8	SÍ
Polo de referencia de Norte América estable (Besse & Courtillot, 2002) para el periodo Plioceno												
3.1 Ma	30								174.8	86.1	2.6	

TODOS (Q): CUATERNARIO (<1.8 Ma)												
PSVL	N/N _R	n	A ₉₅	S _{lat}	Θ	S _T	S _F	S _I -S _u	PLO	PLA	A ₉₅	¿F?
Q (EJE)	143/26	8.9	5.2	19.5	27.8	12.9	12.6	11.7-13.8	153.4	87.0	1.8	NO
Q	141/28	8.9	5.2	19.5	26.3	12.1	11.9	11.0-12.9	147.5	86.5	1.8	SÍ
Q (N)	113/26	9.2	5.3	19.5	26.3	12.1	11.8	10.8-13.0	145.1	86.5	2.0	SÍ
Q (R)	29/1	8.0	5.4	19.7	28.2	13.2	12.9	10.9-15.8	162.4	85.7	4.4	SÍ

Tabla 6.VIII: Resumen de los resultados obtenidos con el conjunto de los datos (“**Todos**”) tras la aplicación del método iterativo de Vandamme (1994) respecto a la **media** de los polos (salvo cuando se indica “**EJE**”, que se aplica respecto al eje de rotación terrestre).

P: Plioceno; **Q:** Cuaternario; **(N):** sitios de polaridad normal; **(R):** sitios de polaridad invertida.

N / N_R: número de sitios utilizados / número de sitios rechazados en el cálculo final de la PSVL; **n** , **a₉₅** : promedio de muestras y del semiángulo de confianza al 95% (Fisher, 1953) por sitio; **S_{lat}** : latitud promedio de los sitios; **Θ** : ángulo de corte óptimo (Vandamme, 1994); **S_T** : dispersión entre sitios; **S_F** : dispersión geomagnética (desviación angular estándar, ASD, corregida); **S_u y S_I** : límites superior e inferior de S_F, respectivamente, al 95% de confianza (Cox, 1969); **PLO, PLA, A₉₅** : longitud, latitud y semiángulo de confianza al 95% (Fisher, 1953) del polo paleomagnético; **¿F?** : test sobre el carácter fisheriano o no-fisheriano (simultáneamente en longitud y latitud) de las distribuciones de VGPs.

A su vez, se analizan por separado para cada periodo (Plioceno, Cuaternario) las distintas contribuciones a la PSVL y el carácter fisheriano de las poblaciones de polaridad normal e invertida (tabla 6.VIII).

Esto a su vez permitirá realizar tests de inversión para comprobar el promedio de la Variación Secular y la validez de las implicaciones tectónicas de la comparación de sus polos paleomagnéticos con los de referencia para Norte América.

En la figura 6.12 se muestra el resultado del método de Vandamme (1994), aplicado al conjunto de los sitios del Plioceno, también dividido en subgrupos de ambas polaridades. En los tres casos el método converge en la segunda iteración, rechazando 1 sitio de cada polaridad (figura 6.12).

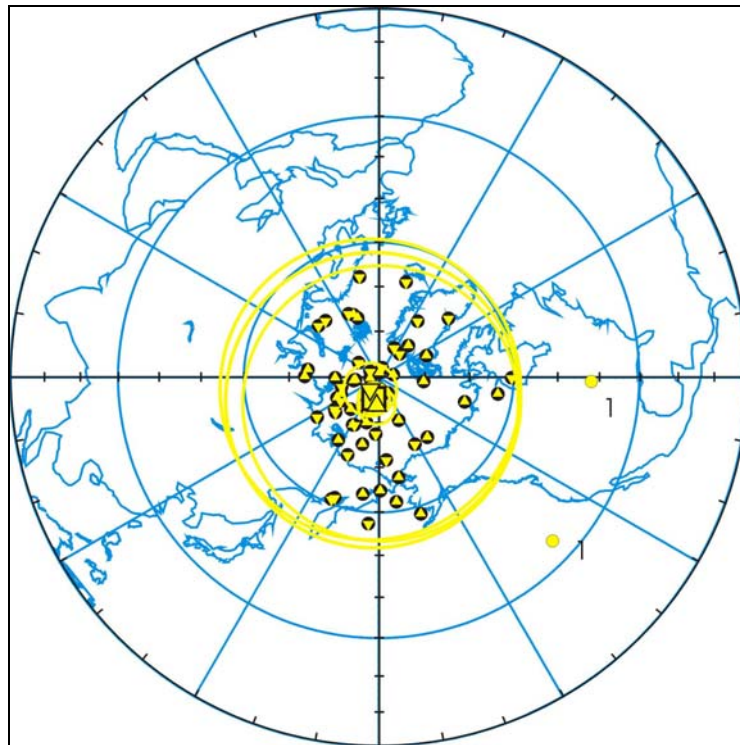


Figura 6.12 : VGPs del conjunto de datos del TMVB (“**Todos**”) del periodo **Plioceno** utilizados en el estudio de la PSVL, utilizando el método de Vandamme (1994) con respecto a la **media** de las direcciones de los VGPs; y de sus poblaciones de polaridad **normal** (**triángulos hacia arriba**) e **invertida** (**triángulos hacia abajo**).

Se señalan: los VGPs rechazados (**puntos amarillos**) en las sucesivas iteraciones (indicadas con **números**); los polos paleomagnéticos (en **amarillo**) resultantes al final del proceso iterativo (**cuadrado**: Plioceno; **triángulo hacia arriba**: Plioceno de polaridad normal; **triángulo hacia abajo**: Plioceno de polaridad invertida) con sus círculos de confianza (**círculos pequeños** rodeando los polos); así como los ángulos de corte óptimos (**círculos grandes** alrededor de los polos paleomagnéticos) que engloban los VGPs utilizados en el cálculo de las dispersiones geomagnéticas (**puntos negros con triángulos amarillos**).

Las poblaciones normal e invertida correspondientes al Plioceno son fisherianas, pero no lo son cuando están mezcladas, ni siquiera cuando se seleccionan los 41 sitios con parámetro de precisión $k > 100$. Aunque las direcciones medias de los VGPs de ambas poblaciones son estadísticamente indistinguibles entre sí (test de inversión de *McFadden & McElhinny, (1990)* positivo de tipo B con $\gamma_0 = 3.86^\circ < \gamma_c = 6.89^\circ$) y del polo de referencia de Norte América (*tabla 6.VIII*), se aprecia una dispersión anómalamente alta ($S_F = 15.2$, con $\Theta = 32.3$) de la población invertida (*tabla 6.VIII; figura 6.14*), que contrasta con la de la población normal ($S_F = 13.5$, con $\Theta = 29.3$) que se solapa dentro de los intervalos de confianza al 95% con el valor teórico.

La dispersión del campo geomagnético observada durante el intervalo de polaridad invertida del Plioceno no parece ser una dispersión aleatoria debida a causas estructurales, ya que es un comportamiento asimétrico que no se observa en los sitios de polaridad normal. Como se discutió para el Mioceno, el campo geomagnético observado (es decir, medido experimentalmente) adolece de una dispersión más acentuada durante su posición en la polaridad Sur que en la polaridad Norte, que puede producirse debido a las componentes viscosas (de polaridad normal como el campo actual) que persisten temporalmente tras una desmagnetización incompleta (*Merrill & McElhinny, 1983*) que provoca que las polaridades invertidas se encuentren por tanto más dispersas del valor real, mientras que en las de polaridad normal puede producirse el efecto contrario.

En cambio, tanto la población correspondiente al Cuaternario (con respecto a la media) como su división en poblaciones normal e invertida son fisherianas, no así la población que resulta del análisis con respecto al eje. Tanto los polos paleomagnéticos (*tabla 6.VIII*) como la dispersión resultante de estas 4 agrupaciones de VGPs ($S_F = 11.8-12.9$ con $\Theta = 26.3-28.2$, -la invertida de nuevo es la de mayor dispersión-) conducen a valores similares entre sí e indistinguibles asimismo de los valores de referencia (*figura 6.14*).

Con respecto a la media, El método iterativo de Vandamme (1994) rechaza los mismos sitios que en el análisis Plio-Cuaternario (*figuras 6.10, 6.13*), más 2 sitios de polaridad normal que se rechazan en la iteración 4 (*figura 6.13 a, c*), lo que disminuye ligeramente su dispersión geomagnética con respecto a la de los últimos 5 Ma (*figura 6.14*).

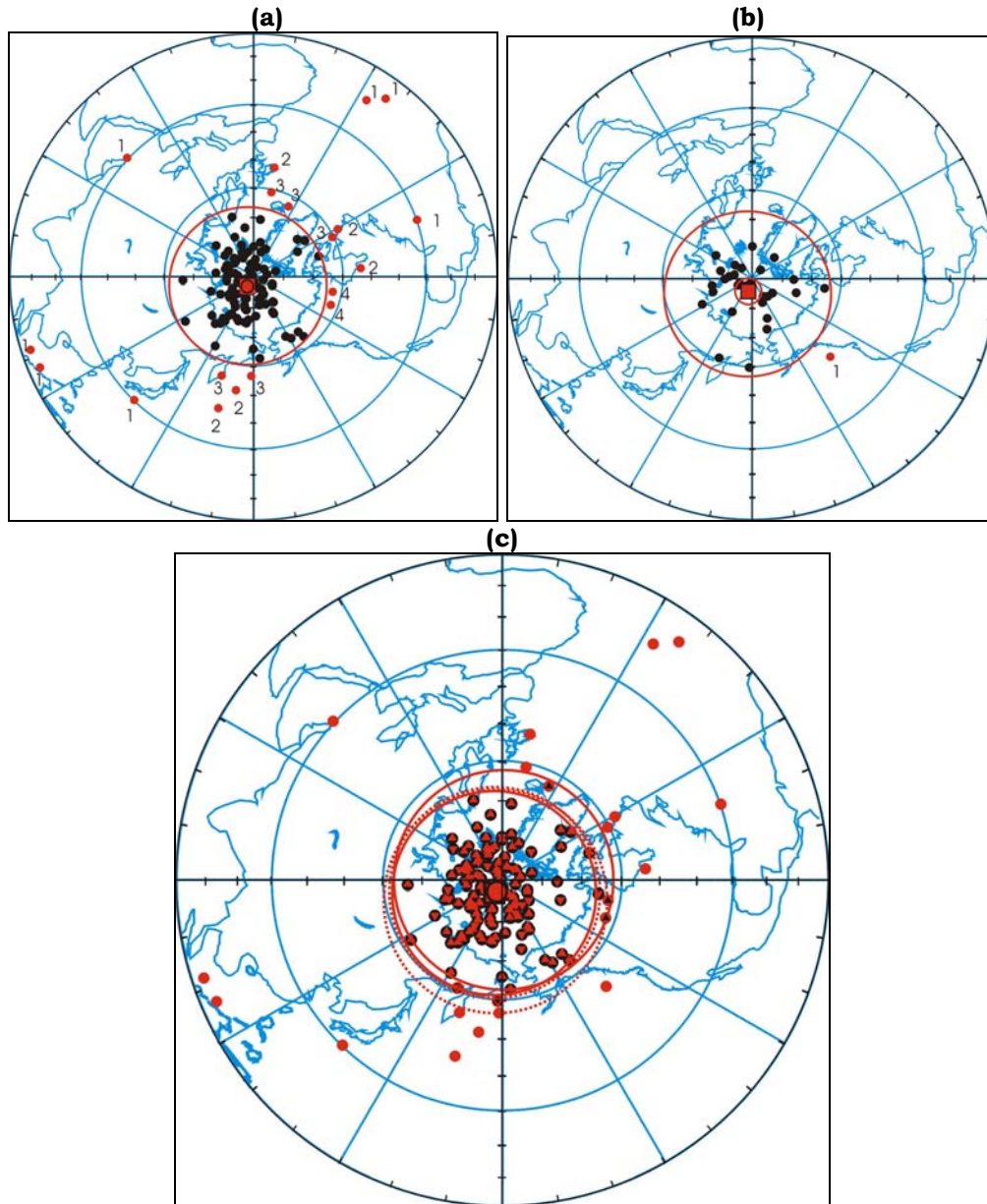


Figura 6.13 : Estudio de la PSVL, utilizando el método de Vandamme (1994) con respecto a la **media** de las direcciones y con respecto al **eje**; del conjunto de VGPs del TMVB (“**Todos**”) del periodo **Cuaternario**; así como de sus poblaciones de polaridad **normal** (**triángulos hacia arriba**) e **invertida** (**triángulos hacia abajo**) con respecto a la **media**.. **(a), (b)** : Cuaternario de polaridad normal e invertida, respectivamente, con los VGPs rechazados (**puntos rojos**) en las sucesivas iteraciones (indicadas con **números**); los polos paleomagnéticos (**cuadrados**) y ángulos de corte óptimo resultantes. **(c)**: Cuaternario de polaridad normal e invertida juntos. Se señalan: los polos paleomagnéticos resultantes (en **rojo**) al final del proceso iterativo (**cuadrado**: Cuaternario respecto a la media; **círculo**: Cuaternario respecto al eje) con sus círculos de confianza (**círculos pequeños** rodeando los polos); así como los ángulos de corte óptimos (**círculos grandes** alrededor de los polos, en trazo discontinuo los de polaridad normal (a) e invertida (b)) que engloban los VGPs utilizados en el cálculo de las dispersiones geomagnéticas (**puntos negros con triángulos rojos hacia arriba**: Cuaternario de polaridad normal; **hacia abajo**: de polaridad invertida). Se distinguen los diferentes sitios rechazados por el método con respecto al eje y con respecto a la media (con **triángulos negros** en los puntos rojos y **triángulos rojos huecos** en los puntos negros)

Con respecto al eje, en el periodo Cuaternario, para el análisis de la PSVL el método rechaza dos sitios de polaridad invertida anteriormente considerados (con respecto a la media) y acoge 3 sitios de polaridad normal previamente rechazados (figura 6.13 c), lo que en un total de 169 sitios no afecta de forma significativa a los resultados, como se discutió en el análisis de la PSVL de los últimos 5 Ma.

Las direcciones medias (con respecto a la media) de los VGPs del Cuaternario de ambas poblaciones son estadísticamente indistinguibles entre sí (test de inversión de *McFadden & McElhinny, (1990)* positivo de tipo A con $\gamma_0=1.32^\circ < \gamma_c=4.50^\circ$) y están comprendidas entre el eje de rotación terrestre y el polo de referencia de Norte América de 2.1 Ma (tabla 6.VII).

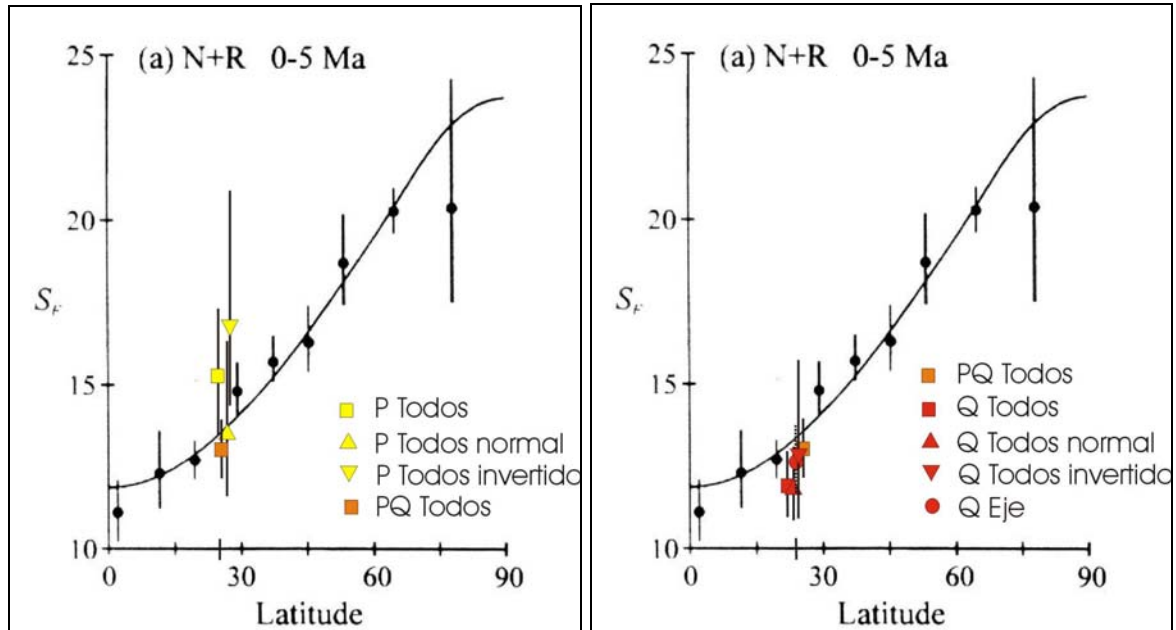


Figura 6.14 : Comparación, con el modelo de PSVL de McElhinny & McFadden, (1997) de los resultados obtenidos para la dispersión geomagnética, S_F (respecto a la media), de las poblaciones normal (triángulos hacia arriba) e invertida (triángulos hacia abajo) del conjunto de los datos ("Todos") para el periodo Plioceno (P) y Cuaternario (Q), con sus intervalos de confianza al 95% (Cox, 1969) superior (S_U) e inferior (S_L). **Izquierda:** Dispersión geomagnética en el Plioceno (en amarillo), comparada con la de los últimos 5 Ma (PQ, cuadrado naranja). **Derecha:** Dispersión geomagnética en el Cuaternario (en rojo), comparada con la de los últimos 5 Ma (PQ, cuadrado naranja) y con la dispersión S_F respecto al eje de rotación terrestre (Q eje, círculo rojo).

Analizando la PSVL del TMVB en los últimos 5 Ma, se ha encontrado en todos los casos analizados (“Este estudio”, “Recopilación”, “Todos”) que la dispersión calculada con respecto a la media es idéntica, dentro de la incertidumbre al 95% de confianza, a la dispersión con respecto al eje de rotación; por lo que las distintas distancias angulares para descartar o elegir VGPs representativos de la PSVL (o del cálculo del polo paleomagnético), al ser similares, no modifican las distribuciones resultantes en cada caso.

Asimismo, los polos paleomagnéticos de los diferentes casos analizados (“Este estudio”, “Recopilación”) en los últimos 5 Ma, también divididos en los periodos Plioceno y Cuaternario, coinciden entre sí y con los respectivos polos de referencia. La implicación tectónica de estos resultados es que el TMVB no se ve afectado por ninguna perturbación tectónica significativa. Por otra parte, este hecho también implica la ausencia de un “efecto de sitio lejano” (ni por tanto anomalía significativa en la inclinación), como por ejemplo el encontrado en Hawai (*figura 6.7*), crucial para las discrepancias entre las distintas determinaciones de la PSVL según se adopte el criterio de calcular la dispersión geomagnética con respecto a la media de las direcciones de los VGPs o con respecto al eje de rotación.

Los resultados paleomagnéticos obtenidos en “Este estudio”, obtenidos a partir de una distribución fisheriana de VGPs, ofrecen una excelente concordancia con los de referencia (tanto con los polos paleomagnéticos de Norte América estable como con la dispersión global para la latitud de México predicha por el modelo G) para las distintas ventanas temporales analizadas: Plioceno y Cuaternario (<5.0 Ma), y Mioceno (5.0-11.5 Ma).

Estos resultados son, en general, compatibles con los obtenidos a partir de la “Recopilación” (aunque no provengan de distribuciones fisherianas, quizá debido a la amalgama de estudios y al diferente espectro de fechas y autores del que procede), exceptuando la dispersión anómala durante el Mioceno encontrada en estos estudios previos; a pesar de que se ha tratado en la “Recopilación” de evitar dar un peso específico más pronunciado a emplazamientos temporales rápidos del magma en secuencias de flujos (ver la tabla 6.II) promediando éstos en unidades direccionales para que tengan un peso equivalente al resto de los sitios,

que están distribuidos azarosamente espacial (geográficamente) y temporalmente (en cuanto a la edad de su ascensión y enfriamiento).

Este estudio permite concluir que la dispersión geomagnética de la paleovariación secular (PSVL) en el Cinturón Volcánico Transmexicano (TMVB) en los últimos 12 Ma (en el Mioceno Superior y en los últimos 5 Ma):

- (i) se ajusta dentro de las incertidumbres estadísticas a los modelos globales;
- (ii) corrobora la inexistencia de largas rotaciones antihorarias en el TMVB, cuando se analiza con respecto al eje geográfico y con respecto a las direcciones medias de cada conjunto de datos considerado; y cuando se comparan los polos paleomagnéticos resultantes de los VGPs seleccionados con las direcciones de referencia para Norte América estable; y
- (iii) no se observa la controvertida existencia de una “ventana para el campo dipolar” (zona donde tanto el campo no dipolar como su variación paleosecular son prácticamente inexistentes) en la región Pacífica, sostenida por algunos autores.

Referencias del Capítulo 6:

- Baag, C. and Helsey, C.E., 1974. Geomagnetic and secular variation model E. J. Geophys. Res., 79, 4918-4922.
- Barton, C.E., 1982. Spectral analysis of paleomagnetic time series and the geomagnetic spectrum. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A306, 203-209
- Besse, J. and Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the Geometry of the magnetic Field in the last 200 Million Years, Journal of Geophysical Research, vol. 107, no. b11, 2300, doi:10.1029/2000jb000050.
- Bloxham, J. and Gubbins, D., 1985. The secular variation of the Earth's magnetic field. Nature, 317, 777-781
- Bloxman, J. and Jackson, A. 1991. Fluid flow near the surface of the Earth's outer core. Rev. Geophys. 29, 97-120.
- Böhnel, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Herrero-Barvera, E., 1990. Paleomagnetic data from central Mexico and their use for paleosecular variation. Phys. Earth Planet. Inter. 64, 224-236.
- Carlut, J., Quidelleur, X., Courtillot, V., and Boudon, G., 2000. Paleomagnetic directions and K/Ar dating of 0 to 1 Ma lava flows from La Guadeloupe Island (French West Indies): Implications for time-averaged field models. J. Geophys. Res., 105, 835-849.
- Carlut, J., and Courtillot, V., 1998. How complex is the time-averaged geomagnetic field over the past 5 Myr?, Geophys. J. Int., 134, 527-544.
- Coe, R., Grommé, S., Mankinen, E.A., 1978. Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low. J. Geophys. Res., 83, 1740-1756.
- Constable, C.G., and Parker, R.L., 1988. Statistic of the geomagnetic secular variation for the past 5 m.y. J. Geophys. Res., 93, 11569-11581.
- Courtillot, V. and Besse, J. 1987. Magnetic field reversals, polar wander, and the core-mantle coupling. Science, 237, 1140-1147.
- Courtillot, V. and Le Mouél, J.-L., 1984. Geomagnetic secular variation impulses: A review of the observational evidence and geophysical consequences. Nature, 311, 709-716.
- Cox, A., 1962. Analysis of the present geomagnetic field for comparison with paleomagnetic results. J. Geomag. Geoelect. 13, 101-112.
- Cox, A., 1969. Confidence limits for the precision parameter k. Geophys. J. R. Astron. Soc., 18, 545-549
- Cox, A., 1969. Geomagnetic reversals. Science, 163, 273-254
- Cox, A., 1970. Latitude dependence of the angular dispersion of the geomagnetic field. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 20, 253-269.
- Cox, A. and Doell, R.R., 1960. Review of paleomagnetism. Geol. Soc. Amer. Bull., 71, 645-768.

- Creer, K. M., 1962. The dispersion of the geomagnetic field due to secular variation and its determination for remote times from paleomagnetic data. *J. Geophys. Res.*, 67, 3461-3476.
- Creer, K.M., Irving, E. Nairn, A.E.M., 1959. Paleomagnetism of the Great Whin Sill. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 2, 306-323.
- Doell, R.R. and Cox, A.V., 1972. The Pacific geomagnetic secular variation anomaly and the question of lateral uniformity in the lower mantle. In: Robertson, E.C. (ed.), *The Nature of the Solid Earth* McGraw-Hill, New York, p.245-284.
- Duncan, R.A., 1975. Paleosecular variation at the Society Islands, French Polynesia. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 41, 245-254.
- Dunlop, D., Özdemir, Ö., 1997. *Rock-Magnetism, Fundamentals and Frontiers*. Cambridge University Press, Cambridge, 573 pp.
- Dziewonski, A.M. and Anderson, D.L. 1981. Preliminary Reference Earth Model (PREM). *Phys. Earth Planet. Int.* 25, 297-356.
- Dziewonski, A. and Woodhouse, J. 1987. Global images of the Earth's interior. *Aer. J. Sci.*, 72, 483-494.
- Dziewonski, A., Hager, B. and O'Connell, R. 1977. Large-scale heterogeneities in the lower mantle. *J. Geophys. Res.* 85, 239-255.
- Elmaleh, A., Valet, J-P, and Herrero-Bervera, E., 2001. A map of the Pacific geomagnetic anomaly during the Brunhes chron. *Earth and Planetary Science Letters*, 315-332.
- Fisk, H.W. 1931. Isopors and isoporic movement. *Bull. Intl. Geodet. Geophys. Union*, No. 8, Stockholm Assembly 1930, 280-292.
- Glatzmaier, G.A. and Roberts, P.H. 1995. A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic reversals. *Nature* 401, 885-890.
- Goguitchaichvili, A., Alva-Valdivia, L.M., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., González, J.A., Morales, J. and Solé, J., 2002 a. An integrated paleomagnetic study of Rio Grande de Santiago volcanic succession (trans-Mexican volcanic belt): revisited. *Phys. Earth Planet. Inter.* 130, 175-194.
- Goguitchaichvili, A., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Cervantes, M.A. and Caballero, C., 2002 b. Magnetic mineralogy, Paleomagnetism, and Magnetostratigraphy of Nayarit Volcanic Formations (Wester Mexico): A pilot study. *Int. Geology Review*, 44, 1-13.
- González, S., Sherwood, G., Böhnell, H. and Schnepf, E., 1997. Paleosecular variation in Central Mexico over the last 30000 years: the record from lavas. *Geophys. Journal Int.* 130, 201-219.
- Grand, S., 1994. Mantle shear structure beneath the Americas and surrounding ocean. *J. Geophys. Res.*, 99, 11591-11621.
- Grand, S., van der Hilst, R.D., and Widiyantoro, S., 1997. Global Seismic Tomography: A Snapshot of convection in the Earth. *GSA Today*, 7-4, 1-7.

- Greff-Lefftz, M. and Legros, H. 1999. Core rotational dynamics and geological events. *Science* 286, 1707-1709.
- Gubbins, D. 1987. Mechanisms for geomagnetic polarity reversals. *Nature* 326, 167-169.
- Gubbins, D. and Richards, M. 1986. Coupling of the core dynamo and mantle: Thermal or topographic? *Geophys. Res. Lett.*, 13, 1521-1542.
- Gubbins, D., and Kelly, P., 1993. Persistent patterns in the geomagnetic field over the past 2.5 Myr, *Nature*, 365, 829-832.
- Harrison, C.G.A., 1994. An alternative picture of the geomagnetic field. *J. Geomag. Geoelect.*, 46, 127-142.
- Hulot, G. and Gallet, Y., 1996. On the interpretation of virtual geomagnetic pole (VGP) scatter curves. *Phys. Earth Planet. Int.*, 95, 37-53.
- Herrero-Barvera, E., Urrutia Fucugauchi, J., Martin del Pozzo, A.L., Böhnell, H. and Guerrero, J.C., 1986. Normal amplitude Brunhes paleosecular variation at low latitudes: a paleomagnetic record from Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geophys. Res. Lett.*, 13, 1442-1445.
- Irving, E., 1964. *Paleomagnetism and Its Application to Geological and Geophysical Problems*. Wiley-Interscience, NewYork, 399 pp.
- Irving, E. and Ward, M.A., 1964. A statistical model of the geomagnetic field. *Pure Appl. Geophys.*, 57, 47-52.
- Johnson, C.L. and Constable, C.G., 1995. The time averaged-field as recorded by lava flows over the past 5 Myr years. *Geophys. J. Int.*, 122, 489-519.
- Johnson, C. L., and Constable, C.G., 1996. Palaeosecular variation recorded by lava flows over the past five million years. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.*, 354, 89-141.
- Johnson, C., and Constable, C.G., 1997. The time averaged geomagnetic field: global and regional biases for 0-5 Ma, *Geophys. J. Int.*, 131, 643-666.
- Johnson, C., and Constable, C.G., 1998. Persistently anomalous Pacific geomagnetic fields, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1011-1014.
- Kelly, P., and Gubbins, D., 1997. The geomagnetic field over the past 5 million years, *Geophys. J. Int.*, 128, 315-330
- Kono, M. and Takana, H. 1995 a. Mapping the Gauss coefficients to the pole and the models of paleosecular variation. *J. Geomag. Geoelect.*, 47, 115-130.
- Kuang W. and Bloxham, J. 1997. An Earth-like numerical dynamo model. *Nature* 389, 371-374.
- Laj, C., Guillou, H., Szeremeta, N., and Coe, R., (1999). Geomagnetic paleosecular variation at Hawaii around 3 Ma from a sequence of 107 lava flows at Kaena Point (Oahu). *Earth and Planetary Science Letters*, 170, 365-376.
- Larson, R.L. and Olson, P. 1991. Mantle plumes control magnetic reversal frequency. *Earth Planet. Sci. Lett.* 107, 437-447.

- Lay, T. 1995. Seismology of the lower mantle and core-mantle boundary. Rev. Geophys. Suppl., U.S. National Report to IUGG 1991-1994, 325-328.
- Livermore, R.A., Vine, F.J., and Smith, A.G., 1984. Plate motions and the geomagnetic field. II. Jurassic to Tertiary. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 79, 939-961.
- Loper, D.E., 1992. On the correlation between mantle plume flux and the frequency of reversals of the geomagnetic field. Geophys. Res. Lett., 19, 25-28.
- Love, J.J., 2000. Paleomagnetic secular variation as a function of intensity. Phil. Trans. R. Soc., 358, 1191-1223.
- Lund, S., Liddicoat, J., Lajoie, T.K., and Hemyey, T., 1988. Paleomagnetic evidence for long-term (10^4 years) memory and periodic behaviour in the earth's core dynamo process. Geophys. Res. Lett., 15, 1101-1104.
- Mankinen, E.A., and Champion, D.E., 1993. Latest Pleistocene and Holocene geomagnetic intensity on Hawaii. J. Geophys. Res., 262, 412-423.
- McElhinny, M. W., , 1973. Paleomagnetism and Plate Tectonics, Cambridge University Press.
- McElhinny, M. W., and R. T. Merrill, 1975. Geomagnetic secular variation over the past 5 m.y., Review of Geophysical Space Phys., 13, 687-708.
- McElhinny, M.W., and Senanayake, W.E., 1980. Paleomagnetic evidence for the existence of the geomagnetic field 3.5 Ga ago. J. Geophys. Res., 85, 3523-3528.
- McElhinny, M.W., McFadden, P.L., and R. Merrill, 1996 a. The time-averaged paleomagnetic field 0-5 Ma. J. Geophys Res., 101, 25007-25027.
- McElhinny, M.W., and McFadden, P.L., 1996 b. The myth of the Pacific dipole window. Earth Planet Sci. Lett., 143, 13-22.
- McElhinny, M. W., and McFadden, P.L., 1997. Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database. Geophysical Journal International, 131, 240-252.
- McFadden, P.L., and McElhinny, M.W., 1984. A physical model for paleosecular variation. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 78, 809-823.
- McFadden, P.L., and McElhinny, M.W., 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. Geophys. J. Int., 103, 725-729.
- McFadden, P.L., and Merrill, R.T., 1984. Lower mantle convection and geomagnetism. J. Geophys. Res., 98, 6189-6199.
- McFadden, P.L., and Merrill, R.T., 1995. Fundamental transitions in the geodynamo as suggested by paleomagnetic data. Phys. Earth Planet. Inter., 91, 253-260.
- McFadden, P.L., Merrill, R.T., McElhinny, M.W., 1988. Dipole/Cuadrupole family modelling of paleosecular variation. J. Geophys. Res., 93., 11583-11588.
- McFadden, P.L., Merrill, R.T. and McElhinny, M.W., 1985. Non-linear processes in the geodynamo: Paleomagnetic evidence. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 83, 11-126.

- McFadden, P.L., Merrill, R.T., McElhinny, M.W. and Lee, S., 1991. Reversals of the Earth's magnetic field and temporal variations of the dynamo families. *J. Geophys. Res.*, 96, 3923-3933.
- McWilliams, M.O., Holcomb, R.T. and Champion, D.E. 1982. Geomagnetic secular variation from ^{14}C dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific non dipole low. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*. A306, 211-222.
- Merrill, R.T., and McElhinny, M.W., 1983. *The Earth's Magnetic field: Its History Origin and Planetary Perspective* Academic Press, London 401 pp.
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W., McFadden, P.L., 1996. *The Magnetic Field of the Earth*. Academic Press, San Diego, 531 pp.
- Merrill, R.T., and McFadden, P.L., 1999. Geomagnetic polarity transitions. *Rev. Geophys.*, 37 2, 201-226.
- Opdyke, N.D., and Channell, J.E.T. 1996. *Magnetic Stratigraphy*. Academic Press, San Diego, Calif., 346 pp.
- Opdyke, N.D., and Henry, K.W., 1969. A test of the dipole hypothesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 6, 139-151.
- Quidelleur, X., Valet, J.-P., Courtillot, V. and Hulot, G., 1994. Long-term geometry of the geomagnetic field for the last 5 million years; an updated secular variation database from volcanic sequences. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 1639-1642.
- Quidelleur, X., and Courtillot, V., 1996. On low-degree spherical harmonic models of paleosecular Phys. *Earth's Planet. Int.*, 95, 55-77
- Richards, M.A. and Engebreston, D.C. 1992. Large-scale mantle convection and the history of subduction. *Nature*, 355, 437-440.
- Roberts, P.H., and Stix, M., 1972. α -effect dynamos by the Bullard-Gellman formalism. *Astron. Astrophys.*, 18, 453-466.
- Roberts, P.H., and Gubbins, D., 1987. Origin of the main field: Kinematics. In *Geomagnetism Vol. 2* (J.A. Jacobs, ed.), Academic Press, London, p. 185-249.
- Runcorn, S.K. 1992. Polar path in the geomagnetic reversals. *Nature*, 356, 654.
- Schneider, D.A., and Kent, D.V., 1990. The time-averaged paleomagnetic field. *Rev. Geophys.* 28, 71-96.
- Steele, W.K., 1985. Paleomagnetic constraints on the volcanic history of Iztaccihuatl. *Geofis. Int.*, 24, 159-167.
- Su, W.-J., Woodward, R. and Dziewonski, A. 1994. Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle. *J. Geophys. Res.* 96, 6945-6980.
- Tanaka, H., Kono, M., and Uchimura, H., 1995. Some global features in paleointensity in geological time. *Geophys. J., Int.*, 120, 97-102.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1997. Comments on 'A new method to determine paleosecular variation' by D. Vandamme. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 102, 295-300.

- Wells, J.M., 1973. Non-linear Spherical harmonic analysis of paleomagnetic Data. In *Methods in Computational Physics*. Vol. 13, Geophysics (B.A. Bolt, ed.), Academic Press, New York and London, p. 239-269.
- Wilson, R.L., 1970. Permanent aspects of the earth's non-dipole magnetic field over the Upper Tertiary times. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 19, 417-437.
- Wilson, R.L., 1971. Dipole offset-the time-averaged paleomagnetic field over the past 25 million years. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 22, 491-504.
- Wilson, R.L. and Ade-Hall, J.M., 1970. Paleomagnetic inclinations of a permanent aspect of the non-dipole field. In *Palaeogeophysics* (S.K. Runcor, ed.), Academic Press, New York and London, p. 307-312
- Woodward, R. and Masters, G. 1991. Lower-mantle structure from ScS-S differential travel times. *Nature*, 352, 231-233.

CAPÍTULO 7

PALEOMAGNETISMO DEL SEGMENTO SUR DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL DE MÉXICO (EN SU INTERSECCIÓN CON EL TMVB): REIMANACIONES Y ROTACIONES DE BLOQUES.

7.1: INTRODUCCIÓN.

La Sierra Madre Oriental (SMO) es un cinturón de pliegues y cabalgamientos formado por una espesa secuencia de rocas sedimentarias mesozoicas deformadas durante la Orogenia Larámide (Cretácico Superior – Terciario Inferior) en el Oeste de Norte América (ver por ejemplo *De Cserna, 1976; Tardy, 1980*). Estos pliegues y cabalgamientos, producidos sobre una zona de despegue relativamente poco profunda, están orientados principalmente en dirección NW en el Sur de la SMO, pero a la altura de Monterrey cambian su rumbo hacia el Oeste (a lo largo de la zona de fractura sinistral Monterrey-Torreón, de orientación W-NW), hasta que en Naza-Torreón retoman su orientación NW en la región del “Basin and Range” mexicano (*figura 7.1*). Las unidades expuestas, de edad Jurásico – Cretácico y rellenos más recientes, recubren probablemente rocas del Paleozoico.

Tras una limitada sedimentación en el Triásico (en grabens fundamentalmente), la región se sumergió gradualmente con la apertura del Atlántico. El eugeosinclinal sufrió deformación en el Jurásico, localizándose al Oeste del miogeosinclinal ocupado actualmente por la SMO. En este periodo, los depósitos en el Este de México se caracterizan por una gruesa acumulación de sedimentos clásticos (molasa). En el Cretácico Medio, las aguas marinas inundan la mayor parte del territorio de México, depositando carbonatos y evaporitas. En el Cretácico Superior, el metamorfismo y la elevación del eugeosinclinal (región de Baja California) favorece la extensión hacia el este de la sedimentación de flysch sobre el miogeosinclinal. Desde el Jurásico al Eoceno Inferior, la cuenca se rellena de Oeste a Este con rocas clásticas y carbonatadas. En el Eoceno, la Orogenia Hidálguide, coetánea con la última fase de la orogenia Larámide, pliega las estructuras que se aprecian actualmente en la SMO (*figura 7.1*). Prosigue un fallamiento de grabens, con acumulación de depósitos flysch en cuencas y el vertido de sedimentos clásticos hacia las llanuras costeras y el Golfo de México.

En el anticlinorio de Huayacocotla tras el evento tectónico Larámide que formó sus pliegues y cabalgaduras, se reconoce otro evento extensivo evidenciado por fallas normales posteriores al Plioceno, que delimitan el graben de Molango (*Ochoa-Caramillo et al., 1998*).

Existen variaciones notables en el grado de deformación y el estilo de las estructuras de la SMO. En plegamientos relacionadas con fallas como en la SMO,

el patrón de la deformación está controlado por factores estructurales como la historia cinemática, ambientales como la subsidencia, o estratigráficos como el espesor de los estratos y la competencia; y en una misma estructura la deformación es dramáticamente diferente en distintas partes de una sección estratigráfica (Fischer & Jackson, 1999). Diferentes factores estratigráficos contribuyen a que el plegamiento Larámide de la SMO varíe entre las escalas métrica, decamétrica, hectométrica y kilométrica (Aranda-Gómez et al. 2000).

Estas circunstancias condicionan las estrategias de muestreo para afrontar un estudio paleomagnético en una zona como la SMO caracterizada por una deformación compleja.

Existen varios estudios paleomagnéticos previos en diferentes segmentos de la Sierra Madre Oriental (SMO):

Los primeros resultados paleomagnéticos obtenidos en unidades de edad Triásico Superior y Jurásico Inferior de la parte norte de la cadena (Gose et al., 1982) sugerían la existencia de una rotación de gran magnitud en sentido antihorario (unos 130°) del norte de México con respecto a Norte América. Estos autores propusieron dos interpretaciones: a) Si los resultados son representativos de la mayor parte de la corteza mexicana, entonces México no fue una parte estructural de la placa Norteamericana. b) Alternativamente, estos autores proponen que las rotaciones podrían también explicarse en el contexto de un movimiento hacia el este de México a lo largo de grandes zonas de cizalla, propuestas por De Cserna (1976) y Anderson & Schimdt (1983), entre otros. Urrutia-Fucugauchi et al. (1987) observaron que los polos paleomagnéticos del Triásico Superior de Gose et al. (1982) se podían ajustar a un círculo menor centrado en las coordenadas del área de muestreo, en concordancia con la distribución que McDonald (1980) interpreta en términos de rotaciones tectónicas aparentes. Urrutia-Fucugauchi et al. (1987) creen por tanto más fácil interpretar los resultados de Gose et al. (1982) en estos términos, aceptando modelos tectónicos con movimientos menores, predominantemente antihorarios, de algunas partes de México a lo largo de zonas de cizalla, aún a falta de evidencias concluyentes.

Kleist (1980, 1984) y Bonfiglio (1982) investigaron en rocas de edad Cretácico Inferior, en las formaciones calizas de Cupido y Aurora respectivamente (cerca de Monterrey, en el norte de la Sierra Madre Oriental), y sugirieron que las rocas estaban aparentemente reimanadas. Además, sus datos sugerían la existencia de

rotaciones locales de los pliegues, de sentido antihorario y del orden de 35°-40°, no relacionados con grandes movimientos de placas entre Norte América y México.

En cuatro sitios de edad Cretácico Inferior en Torreón, al Oeste de los anteriores trabajos, *Nowicki et al. (1993)* encuentran rotaciones regionales, distinguibles de distintas rotaciones locales en al menos tres de los sitios, experimentadas durante el plegamiento Eoceno (en tres sitios) o después (en un sitio). Los autores concluyen, comparando su resultado con un polo Eoceno 450 km más al Norte (*Urrutia-Fucugauchi, 1981*) , que una zona extensa del norte de México ha rotado en torno a 10-15° en sentido antihorario con respecto a Norte América, en concordancia con la sugerencia de *Urrutia-Fucugauchi (1981)* en un trabajo preliminar en Chichuahua, al Norte de México.

Böhnell et al. (1990) investigaron sedimentos del Triásico Superior y Cretácico Inferior procedentes de la zona sur de la Sierra Madre Oriental (en la región del presente estudio), y demostraron que la mayoría de los sitios muestreados habían sufrido también una intensa reimanación (sólo unos pocos sitios de edad Triásico Superior - Jurásico Inferior podían retener su magnetización primaria). La edad de la reimanación es incierta y por ello, estos autores proponen dos interpretaciones a sus datos: (i) Si la región muestreada no ha sufrido rotaciones alrededor de ejes verticales significativas, entonces puede concluirse que la remagnetización, tras la comparación con la curva de deriva polar de Norte América, es de edad Cretácico Inferior (no se conoce en la región ninguna fase de deformación de esa edad); y (ii) Si la región Sur de la Sierra Madre Oriental hubiera sufrido una rotación antihoraria de unos 20°, entonces la reimanación podría haber sido registrada en algún momento entre el Cretácico y el Terciario Inferior, y por tanto podría estar relacionada con la deformación Larámide.

Por otra parte *Böhnell (1985)* estudió también cuatro sitios de calizas del Cretácico Superior (Albiense y Santoniense, ~105-75 Ma,) en el área del Valle Oriental (Veracruz), en la intersección con el TMVB al sur de la SMO. En el análisis recopilatorio de *Urrutia-Fucugauchi & Böhnell (1988)*, los autores observan que estas calizas no habían sido remagnetizadas (ya que se encontraron ambas polaridades), y que su imanación remanente habría registrado rotaciones en sentido antihorario del orden de 40°. Estas rotaciones eran del mismo sentido y más acusadas que las detectadas, en la misma zona, en rocas del Terciario y el Cuaternario. Apoyados en estos hechos, estos autores

sugieren que las rotaciones paleomagnéticas en la región de México Central están producidas por rotaciones de bloques que se acomodan en una amplia zona de cizalla lateral que atraviesa el centro de México. (Concluyen también que este sistema de fallas representa un control estructural para la elevación de los magmas del Cinturón Volcánico Transmexicano (TMVB), lo cual podría explicar alguna de sus peculiaridades como la de su orientación formando un ángulo de unos 15° con la dirección de la fosa de Acapulco o “Middle American Trench”.

También se han encontrado rotaciones a lo largo del margen Suroccidental de México, al Sur de la TMVB, en granitoides y rocas carbonatadas con edades comprendidas entre el Jurásico y el Terciario. Las direcciones observadas (que han sido interpretadas algunas como primarias, otras como reimanaciones y otras adquiridas durante el plegamiento) sugieren rotaciones de sentido antihorario de unos 20° respecto a las direcciones esperadas para Norte América (p.ej., *Molina-Garza et al., 2003*; y recopilación en la *tabla 2* del mismo artículo).

En este estudio se han investigado 22 sitios en las secuencias sedimentarias expuestas en el sur de la Sierra Madre Oriental, comprendidas entre el Triásico Superior-Lías y el Cretácico Superior. Estas secuencias se localizan en la intersección con el TMVB al norte de su sector Oriental. El principal objetivo de esta parte del trabajo consiste en investigar las características de la reimanación identificada en estudios previos, evaluar si se ha preservado la magnetización primaria y estudiar la posible ocurrencia de rotaciones alrededor de ejes verticales en este área.

7.2: CONTEXTO GEOLÓGICO Y ESTRATEGIA DE MUESTREO.

El cinturón de pliegues y cabalgamientos que conforma la Sierra Madre Oriental tiene una orientación NNW-SSE, que es la orientación principal de las estructuras en la zona sur, la región investigada. El rasgo tectónico más llamativo en la zona sur de la SMO es el Anticlinorio de Huayacocotla. Esta estructura expone prácticamente toda la serie sedimentaria mesozoica. Afloran sedimentos desde el Pérmico en el interior del núcleo del anticlinorio hasta el Eoceno (*figura 7.1*).

Se han muestreado 22 sitios que se agrupan en 7 localidades. La estrategia de muestreo se ha establecido de modo que todos los datos pudieran estar garantizados por un test del pliegue. Por ello cada una de las localidades se corresponde con uno o más pliegues de diferentes escalas, métrica, hectométrica y kilométrica y contiene entre 2 y 4 sitios en los flancos de estos pliegues. En la figura 7.1 se señala la localización de los sitios muestreados. Las secciones muestreadas se agrupan en tres áreas de estudio que, a su vez, definen tres perfiles que atraviesan el anticlinorio más o menos perpendicularmente. Estas tres áreas son las siguientes:

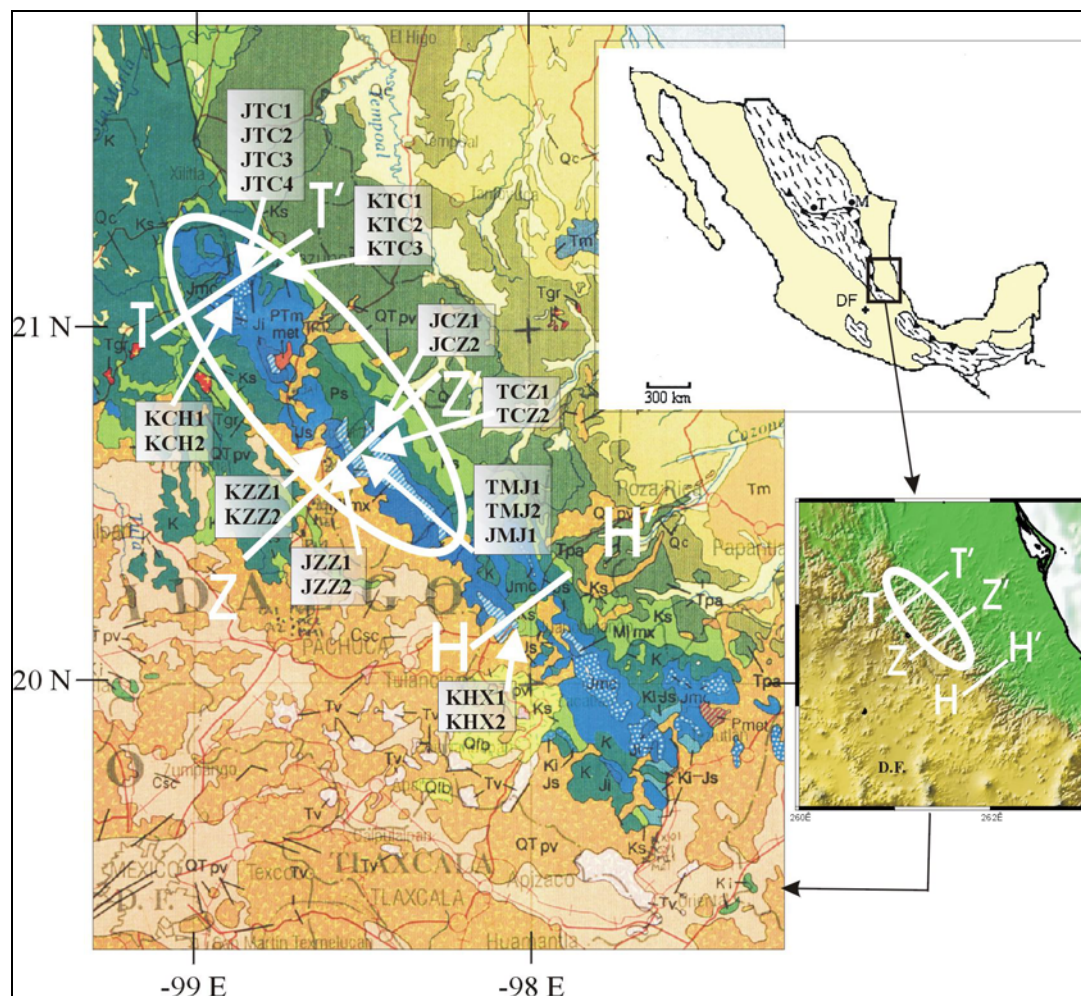


Figura 7.1: Derecha (arriba): El cinturón Larámide (Hidálguide) de pliegues y cabalgamientos que forma la SMO, con los principales frentes de deformación y sus tendencias estructurales, sin restaurar paleogeográficamente el margen continental Occidental. (Sedlock et al, 1993). DF: Ciudad de México; T: Torreón, M: Monterrey. Izquierda: Mapa geológico (Carta Geológica de la República Mexicana, 1992) del segmento sur de la Sierra Madre Oriental de México con los sitios investigados a lo largo de los diferentes perfiles. **T - T'**: perfil de Tamazunchale; **Z - Z'**: perfil de Zacualtipán; **H - H'**: perfil de Huachinango.

Área de Tamazunchale (*perfil T - T'*): Los sitios KCH1 y KCH2 se sitúan en ambos flancos del sinclinal kilométrico de Xilitla-Chapuluacán (*Suter, 1990*). Está en las proximidades de la localidad de Chapuluacán. Los sitios JTC1, JTC2, JTC3, JTC4, están situados a unos 15 km al suroeste de Tamazunchale. Corresponden a cuatro flancos de una serie de pliegues de escala métrica a decamétrica con una orientación consistente con la del anticlinorio. Los sitios KTC1, KTC2 y KTC3 están localizados en ambos flancos de un pliegue kilométrico de dirección noroeste próximo a Tamazunchale.

Área de Zacualtipán (*perfil Z - Z'*): Los sitios JZZ1 y JZZ2 se sitúan en ambos flancos de un pliegue de escala kilométrica. KZZ1 y KZZ2 se taladraron en un pliegue métrico muy apretado. Los ejes de los pliegues tienen direcciones consistentes con la tendencia regional. Estos cuatro sitios se localizan 5 km al suroeste de Zacualtipán. Los siguientes cuatro sitios descritos se sitúan, en una estructura mayor, más al oeste en las proximidades de las localidades de Jalapa y Huayacocotla, en el núcleo aflorante del anticlinal de Huayacocotla propiamente dicho. Los sitios TMJ1 y TMJ2 corresponden al flanco suroeste, y TCZ1 y TCZ2 al noreste. Por el contrario JMJ1 se sitúa en el flanco suroeste de un sinclinal contiguo.

Los últimos dos sitios del área fueron muestreados cerca de la villa de Zicaltipán. JCZ1 se sitúa en una serie horizontal que lateralmente aumenta su basculamiento hasta formar un flanco inverso hacia el este, en el que se muestreó JCZ2.

Área de Huachinango (*perfil H - H'*): Los sitios KHX1 y KHX2 se muestrearon en ambos flancos de un pliegue métrico situado a unos 8 km al NE de Huachinango.

Los sitios descritos se han extraído de seis unidades estratigráficas cuyas edades están comprendidas entre el Triásico Superior y el Cretácico Superior. Estas unidades pueden agruparse en dos secuencias litoestratigráficas diferentes que caracterizan el anticlinorio de Huayacocotla. Las rocas más antiguas que afloran en el núcleo de esta estructura son areniscas y lutitas del Paleozoico al Jurásico Inferior. La parte externa del anticlinorio está formada fundamentalmente por rocas carbonatadas de edades comprendidas entre el Jurásico Medio y el Cretácico Superior. En la *figura 7.2* se muestra la columna estratigráfica

representativa de la zona investigada y en ella se indican las distintas unidades estratigráficas estudiadas. A continuación se detallará la asignación de los sitios muestreados a las distintas unidades y una somera descripción de éstas basada en *Suter (1990)* y *Ochoa-Camarillo (1996)*.

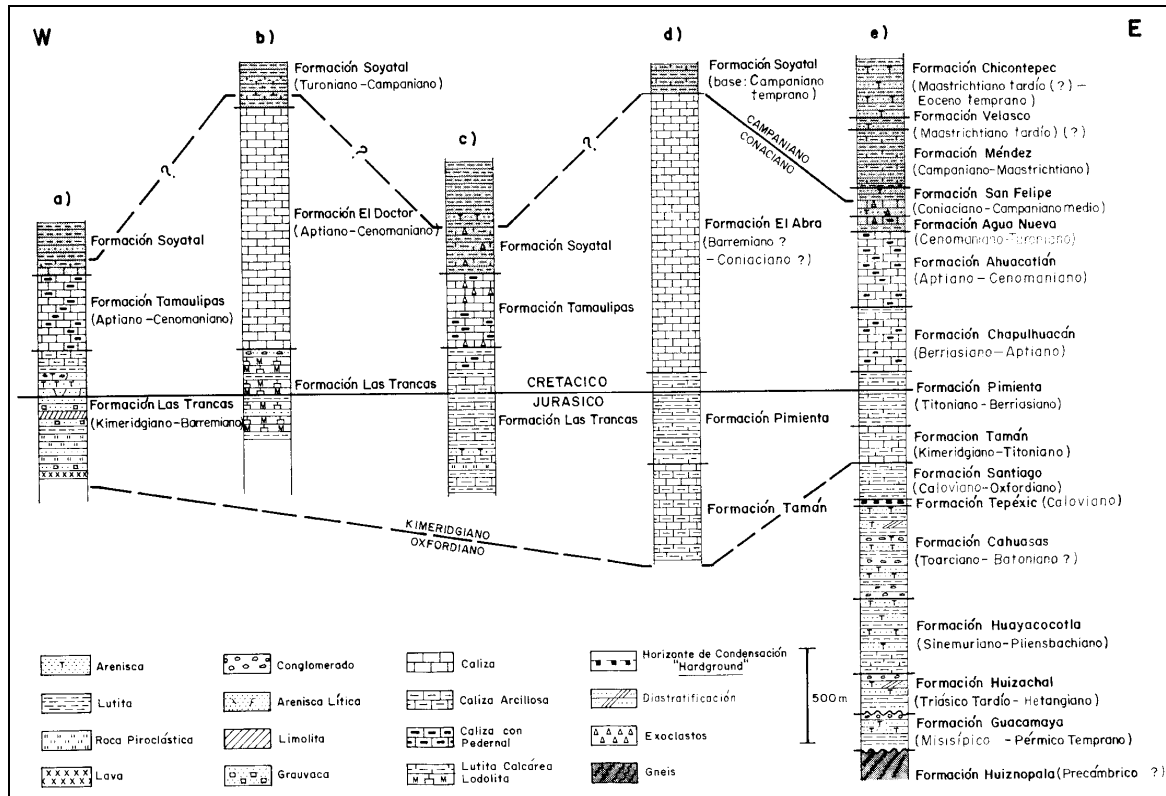


Figura 7.2: Columnas estratigráficas regionales:

(a) al poniente del Banco el Doctor, (b) Banco del Doctor, (c) entre las plataformas de El Doctor y Valles – San Luis Potosí, (d) Plataforma de Valles - San Luis Potosí, (e) al poniente de la Plataforma de Valles -San Luis Potosí.

Las columnas d y e corresponden al área de Tamazunchale, las columnas a-c a la zona Sur de ese mismo área de Tamazunchale (*Suter, 1987* y *Suter, 1990*).

1. Formación Huizachal (TMJ1, TMJ2, TCZ1 y TCZ2): Está constituida fundamentalmente por una espesa secuencia de capas rojas formadas en depósitos fluviales y aluviales (*Suter, 1990*). Su edad ha sido discutida, aunque actualmente se considera de edad Triásico Superior - Jurásico Inferior en virtud de las asociaciones fósiles encontradas por distintos autores en la parte superior y media (*Mixon, 1963; Carrillo-Bravo, 1965; y Silva-Pineda, 1979*). Las rocas muestreadas en esta formación son areniscas de grano fino y medio con lutitas interestratificadas.
2. Formación Huayacocotla (JMJ1): Son facies del Lías formadas por calizas marinas, areniscas y lutitas con moluscos y ammonites. Los ammonites son

de edad Sinemuriense (Erben, 1956; Schmidt-Effing, 1980). Las muestras de esta unidad son areniscas de grano medio a grueso en estratificación cruzada.

3. Formaciones Santiago y Tamán (*JTC1, JTC2, JTC3, JTC4, JZZ1, JZZ2*): Están formadas por alternancias de calizas negras o gris oscuro con lutitas bien estratificadas del Jurásico Superior con abundante fauna pelágica. La edad de la formación Tamán se ha establecido entre el Kimmerdigiense y el Titónico (Cantú-Chapa, 1971) mientras que a la formación Santiago se le asigna una edad Calloviense-Oxfordiense. Las rocas muestreadas son calizas grises con textura *wackstone* interestratificadas con calizas *packstone* con sílex.
4. Formación Pimienta (*JCZ1, JCZ2*): Está compuesta por calizas micríticas negras, con estratificación delgada e intercalaciones y nódulos de sílex negro; calizas arcillosas con nódulos y lutitas rojizas. El contenido en ammonites permite datar esta unidad como Titónico-Berriasiense. En esta formación se han muestreado calizas grises oscuras con estratificación en capas delgadas.
5. Formación Tamaulipas (*KCH1, KCH2, KTC3, KHX1, KHX2*): Consiste en calizas micríticas de grano muy fino con nódulos de sílex, con notable presencia de estilolitos. Ha sido datada como Berriasinense-Aptiense por Longoria (1984). En ella se han muestreado calizas oscuras con textura *wackstone* y *mudstone*.
6. Formación San Felipe. (*KTC1, KTC2*): Contiene calizas grises bien estratificadas con nódulos de sílex, areniscas glauconíticas verdes y grauvacas. Soto (1981) le asignaron una edad Coniaciense-Campaniense basándose en la presencia foraminíferos pelágicos. Aquí se han muestreado calizas *wackstones* y *packstones* grises con sílex interestratificado.

7.3: METODOLOGÍA.

El tratamiento de las muestras se ha realizado en los laboratorios de paleomagnetismo del ETH de Zurich y de la Universidad Complutense de Madrid. La medida de la imanación remanente de las muestras de caliza se efectuó en el magnetómetro criogénico 2G del primer laboratorio, mientras que las areniscas rojas se midieron en un magnetómetro Spinner JR5 del laboratorio madrileño. Inicialmente algunas muestras piloto de cada sitio se desimanaron térmicamente

y por campos alternos (hasta un campo de pico de 100mT). Para determinar la posible creación de nuevos minerales magnéticos durante el calentamiento se midió en cada etapa de desimanación térmica la susceptibilidad magnética. También se han realizado algunos experimentos de magnetismo de las rocas, como adquisición progresiva de imanación remanente isoterma (IRM) y desimanación térmica de dos componentes ortogonales de IRM (de 1 T y 0,1 T). Este tratamiento permite identificar los minerales responsables de la imanación a partir del espectro de temperaturas de desbloqueo y su coercitividad (*Lowrie, 1990*).

La magnetización durante la desimanación se ha representado utilizando proyecciones ortogonales (*Zijderveld, 1967*). Las direcciones paleomagnéticas se han calculado mediante técnicas de regresión lineal. La distribución de las direcciones alrededor de la dirección media se ha determinado utilizando la estadística de Fisher (*Fisher, 1953*). Para cuantificar el nivel de fiabilidad del test del pliegue se ha utilizado el método de *McFadden y Jones (1981)*. Se han realizado también test del pliegue incrementales en las localidades en las que la direcciones de cada flanco eran estadísticamente diferentes tanto antes como después de la corrección tectónica. Esta técnica consiste en rotar las direcciones magnéticas alrededor de la dirección de las capas en incrementos de basculamiento progresivos hasta que las capas se restauran a la horizontal.

7.4: PROPIEDADES MAGNÉTICAS.

Como ya se ha mencionado las muestras investigadas pueden agruparse en dos tipos litológicos fundamentales, que también han presentado propiedades magnéticas distintas. Por ello se describirán de forma separada las propiedades magnéticas de estos dos grupos: GRUPO 1, correspondiente a sedimentos carbonatados comprendidos entre el Jurásico Medio y el Cretácico Superior; y GRUPO 2, compuesto por areniscas y lutitas del Triásico Superior - Jurásico Inferior.

GRUPO 1 (Calizas del Jurásico y Cretácico). (JTC1, JTC2, JTC3, JTC4, JZZ1, JZZ2, JCZ1, JCZ2, KCH1, KCH2, KTC3, KHX1, KHX2, KTC1, KTC2)

La intensidad de la imanación remanente natural NRM de la mayor parte de estos sitios muestra un rango similar, comprendido entre 0,2 mA/m y 3 mA/m. Sin embargo algunos afloramientos (KTC1, KTC2, KTC3, KHX1 y KHX2 de las formaciones Tamaulipas y San Felipe) han presentado intensidades mucho menores, del orden de 0,01 – 0,07 mA/m. Su baja intensidad y otras propiedades de la NRM han impedido obtener resultados paleomagnéticos de estos sitios. Los primeros resultados de las muestras piloto sugirieron que la desimanación térmica es la técnica de lavado más efectiva para aislar las componentes paleomagnéticas. Por ello, todas las muestras fueron sometidas a desimanación térmica de forma sistemática.

La desimanación térmica de la NRM permite identificar dos componentes paleomagnéticas en estas rocas (*figura 7.3 de la A a la F*): 1) Una componente de baja temperatura de desbloqueo que se destruye entre 200°C y 250°C y que presenta siempre polaridad normal y la dirección del campo magnético actual. Se trata de una remanencia viscosa adquirida recientemente por los granos magnéticos más inestables. 2) Una vez destruida ésta, se aísla una componente muy estable con una máxima temperatura de desbloqueo que varía entre los 450°C y los 575°C, aunque en la mayoría de los casos, es del orden de 450°C-500°C. Esta componente presenta siempre polaridad invertida, a pesar de que en todos los afloramientos se han muestreado secciones de suficiente espesor como para encontrar una secuencia de inversiones de polaridad. Esta componente es la que se ha considerado como característica (ChRM) y es la que se interpretará más adelante desde el punto de vista estructural. En algunos casos parece clara la presencia de otra componente de alta temperatura de desbloqueo, como en el caso de la muestra JZZ2.3B (*figura 7.3F*), sin embargo, en este caso, por encima de los 575°C y en otros, tras el calentamiento a temperaturas menores (450°C-500°C) la intensidad de la imanación aumenta bruscamente mostrando direcciones aleatorias. A estas mismas temperaturas la susceptibilidad magnética experimenta un aumento brusco que indica la creación de nuevos minerales magnéticos durante el calentamiento, que adquieren componentes espurias con direcciones aleatorias. Este comportamiento ha impedido identificar componentes con temperaturas de desbloqueo mayores que la descrita.

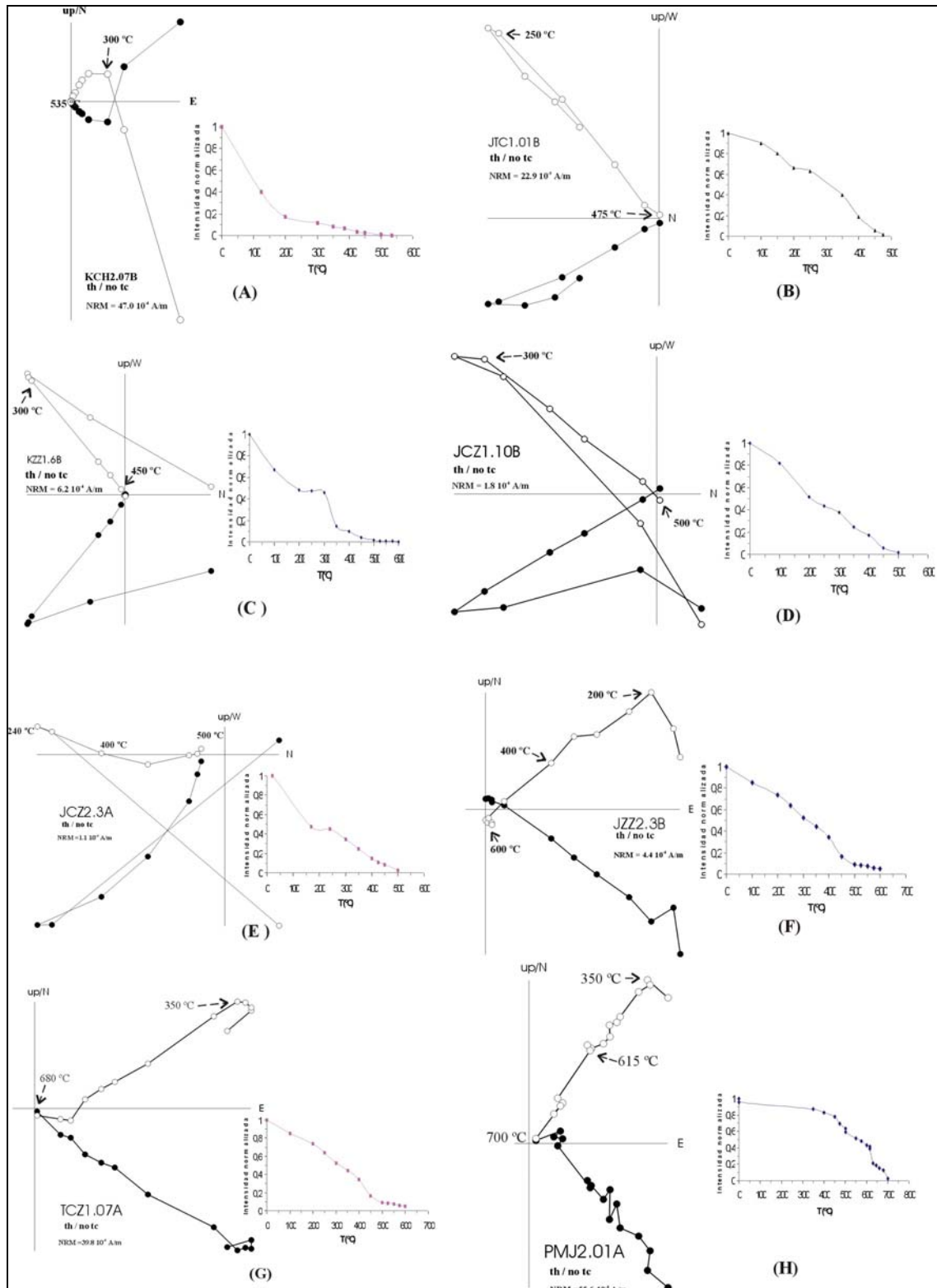


Figura 7.3: Diagramas de Zijderveld y caída de la intensidad de la desimación térmica de la NRM de seis muestras representativas. Las direcciones están proyectadas en coordenadas geográficas. Los puntos negros indican proyecciones sobre el plano horizontal y los puntos blancos sobre el plano vertical EO o NS. **A-F:** calizas del Jurásico y Cretácico (Grupo 1); **G-H:** Areniscas y lutitas del Triásico Superior – Jurásico Inferior (Grupo 2).

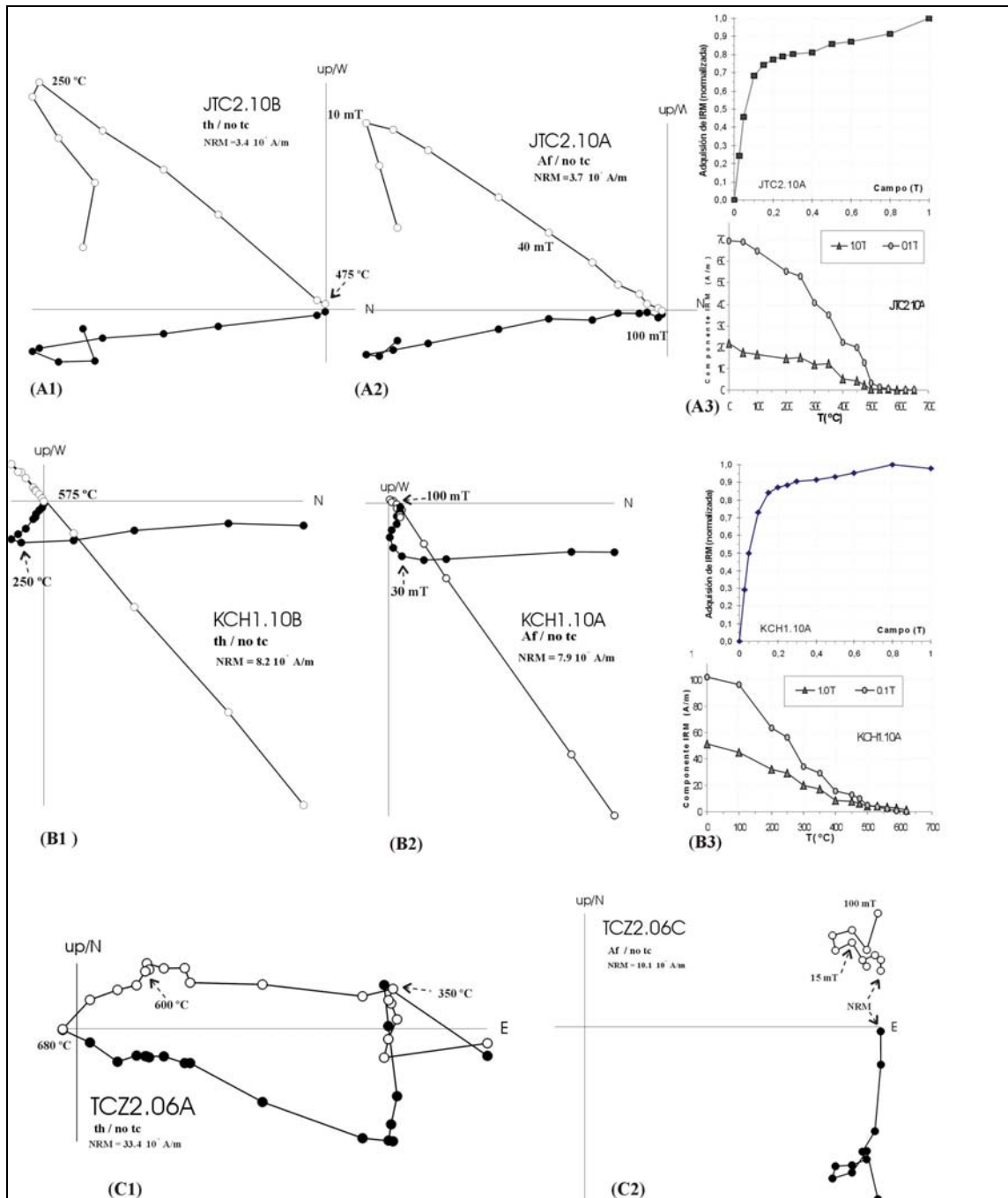


Figura 7.4: Diagramas de Zijderveld correspondientes a la desimanación térmica (**A1**, **B1**, **C1**) y por campos alternos (**A2**, **B2**, **C2**) de parejas de muestras procedentes del mismo testigo. Proyección y símbolos como en la figura 7.3- A3 y B3: Curva de adquisición de IRM y desimanación térmica de dos componentes (1T y 01T) de la IRM de las mismas muestras representadas en **A2** y **B2** respectivamente. **A**, **B** : calizas ; **C**: areniscas y lutitas.

Es interesante mencionar el particular comportamiento de los sitios JCZ1 y JCZ2. En la *figura 7. 3D y 3E* se representan ejemplos representativos de desimanación de cada uno de estos sitios. La muestra del sitio JCZ1 (*figura 7. 3D*) exhibe la componente característica con las mismas propiedades que en los ejemplos mencionados, sin embargo la NRM de la muestra correspondiente al sitio JCZ2 (*figura 7. 3E*) presenta en el rango de temperaturas de la componente característica un tramo fuertemente curvado. Este segundo sitio se sitúa en el flanco inverso y en las proximidades de la charnela de un pliegue que afecta a las mismas capas en las que se encuentra el sitio JCZ1. Este comportamiento, por tanto debe asociarse a la interacción entre el plegamiento y la adquisición de la remanencia.

En las *figuras 7. 4A y 4B* se comparan los diagramas de desimanación térmica y por campos alternos de muestras del mismo testigo en dos casos representativos. La desimanación por campos alternos decrecientes indica el predominio de fases de baja coercitividad en la NRM. Los campos destructores medios de la componente característica son del orden de 30-40 mT en la mayoría de las muestras, aunque en algunos casos puede llegar a 60 mT. En cualquier caso la mayor parte de la NRM se desimana a 70-80 mT. En los dos ejemplos de la *figura 7.4 (A y B)* pueden aislarse las dos componentes descritas tanto en el tratamiento térmico como por campos alternos. En la *figura 7.4B* podemos observar cómo existe un cierto solapamientos entre la componente viscosa y la ChRM, y que tras desimanar ante un campo de pico de 100 mT existe aún una pequeña componente de alta coercitividad, sin embargo, esta remanencia residual presenta la dirección del campo magnético actual. Por ello concluimos que la componente característica está portada por minerales de baja coercitividad. La adquisición progresiva de la IRM (*figura 7.4 A3 y B3*) confirma esta observación, pues la mayor parte de la IRM se satura tras imanar con campos del orden de 0,3-0,4 T. Sin embargo puede observarse en ambos ejemplos la presencia de una pequeña fracción de alta coercitividad. La desimanación térmica de dos componentes ortogonales de IRM (1 y 0,1 T respectivamente) demuestra también que la fase dominante en la mineralogía magnética de estas muestras es de baja coercitividad y tiene temperaturas de desbloqueo máximas superiores a 500°C. Podemos, por tanto, concluir que el mineral dominante en estas rocas y el responsable de la ChRM es la magnetita.

GRUPO 2 (Areniscas y lutitas del Triásico Superior - Jurásico Inferior)
(TMJ1, TMJ2, TCZ1 y TCZ2, JMJ1)

Las propiedades magnéticas de estas rocas resultan algo más heterogéneas, pues sus características litológicas son cambiantes, como es característico en sedimentos continentales. Las intensidades de la NRM son variables, desde $5 \cdot 10^{-2}$ mA/m en TMJ1 hasta 5 – 30 mA/m. De los cinco sitios investigados sólo se han obtenido resultados en tres de ellos (TCZ1, TCZ2 y TMJ2). En los sitios JMJ1 y TMJ1 la intensidad de la imanación era demasiado baja o bien la remanencia se hace muy inestable tras calentar a temperaturas superiores a 350°C. En las *figuras 7. 3G, 3H y 4C* se muestran ejemplos representativos de la desimanación térmica de estos tres sitios. La estructura de la NRM de los sitios TCZ1 y TCZ2 (*figura 7. 3G y 4C*) es multicomponente. Pueden distinguirse al menos tres componentes: a) Una componente de baja temperatura de desbloqueo (hasta 300-350°C) con la dirección del campo magnético actual; b) una componente que se desimana entre los 350 °C y los 500°C-550°C. Entre los 500 y los 600°C la NRM no varía prácticamente su intensidad y c) por encima de esta temperatura se desimana una componente de hematites con máxima temperatura de desbloqueo del orden de 660°C-680°C. Estas tres componentes descritas tienen direcciones diferentes, como puede observarse en los diagramas de Zijdeveld. El sitio TMJ2 (*figura 7. 3H*) presenta una componente que se desimana entre los 350°C y los 550°C. A continuación se observa otra componente con la misma dirección pero que se destruye súbitamente entre 615 y los 630°C. Esta fase presenta la misma dirección que la anterior. En unos pocos casos, como el de la *figura 7.3H*, se observa otra componente que se desimana por encima de los 660°C. La componente común observada en los sitios de este grupo, entre 350°C y 550°C, y que hemos considerado la componente característica de este grupo litológico, presenta sistemáticamente polaridad invertida al igual que la componente característica descrita en el grupo 1. Por otra parte, y como se verá en la siguiente sección presenta direcciones coherentes entre sí. Por esta razón hemos identificado esta componente con la componente característica del grupo 1.

La desimanación por campos alternos de muestras de este grupo indica que las fases mineralógicas responsables de la NRM tienen alta coercitividad y no se desimanan con campos de pico inferiores a 100 mT (*figura 7.4 C2*). Solamente en

el caso de la muestra TCZ2.06 se manifiesta una componente de baja coercitividad (0-10 mT) que puede identificarse con la componente viscosa de baja temperatura observada en el diagrama térmico (*figura 7. 4C1*). Esto significa que, muy probablemente, en nuestro caso, la fase magnética dominante en la NRM es la hematites.

7.5: ANÁLISIS DE LAS DIRECCIONES E INTERPRETACIÓN.

La *tabla 7.I* muestra las direcciones medias obtenidas para la componente característica en cada sitio antes y después de la corrección tectónica. Una primera aproximación a los resultados nos permite observar que existe una notable dispersión de las direcciones medias en la configuración in situ y especialmente después de la corrección por basculamiento. En cinco de las localidades investigadas ha sido posible realizar un test del pliegue. Los resultados de esta prueba, que se detallan en la *tabla 7.II* y en la *figura 7.5*, han sido desiguales.

En tres de las estructuras (KZZ1, JZZ Y KCH) se obtiene un resultado negativo para el test del pliegue (*figuras 7.5 B, C y D*), es decir las direcciones medias en la configuración in situ son iguales con un nivel de confianza del 95% (*McFadden y Jones, 1981*). Es decir, la magnetización se adquirió con posterioridad a la formación de estos pliegues. Ésta junto con el hecho de que la polaridad es sistemáticamente invertida para las distintas unidades muestreadas es la primera evidencia de que la ChRM es una remagnetización. Los sitios KZZ1 y KZZ2 corresponden a un pliegue angular de escala métrica. El hecho de que la imanación sea post- tectónica implica a priori una gran incertidumbre sobre el control estructural de la dirección obtenida en este sitio, pues no podemos asegurar que el pliegue entero no haya basculado después de la adquisición de la reimanación. Sin embargo, la dirección es prácticamente la misma que la obtenida para los sitios JZZ1 y JZZ2 que corresponden a un pliegue de escala hecto-kilométrica situado muy próximo a KZZ. Por tanto la dirección obtenida en las localidades KZZ y JZZ puede considerarse como representativa de esta área. Los sitios KCH1 y KCH2 se corresponden con el sinclinal kilométrico de Xilitla –

Chapulucán, situado en el área de Tamazunchale, y en ellos, la ChRM también presenta una adquisición post-tectónica (figura 7. 5 D).

Sitio	N/No	In situ				Con corrección tectónica			
		D	I	k	α_{95}	D	I	k	α_{95}
KCH1	10/13	154,5	-45,8	42,5	7,5	209,5	-27,9	38,7	7,9
KCH2	6/8	151,6	-49,2	52,8	9,3	121,8	-13,8	52,8	9,3
JTC1	8/11	152,0	-43,2	185,0	4,1	168,3	-29,3	33,6	9,7
JTC2	5/5	151,7	-39,2	89,8	8,1	175,4	-28,4	252,2	4,8
JTC3	5/5	181,0	-44,1	366,8	4,0	131,0	-20,6	77,7	8,7
JTC4	4/5	176,2	-42,4	133,2	8,0	139,1	-42,2	161,2	7,3
KTC1	0/11	-	-	-	-	-	-	-	-
KTC2	0/10	-	-	-	-	-	-	-	-
KTC3	0/12	-	-	-	-	-	-	-	-
KZZ1	5/5	134,5	-41,0	202,5	5,4	125,0	-30,7	53,5	10,6
KZZ2	6/6	131,7	-42,4	362,7	3,5	61,2	-67,7	368,9	3,5
JZZ1	10/10	123,5	-33,3	160,9	3,8	110,0	-17,2	160,9	3,8
JZZ2	6/6	129,7	-34,7	381,0	3,4	124,1	-63,3	371,3	3,5
JCZ1	8/12	168,4	-37,9	71,0	6,6	173,3	-42,0	71,3	6,6
JCZ2	0/7	-	-	-	-	-	-	-	-
TCZ1	5/9	133,0	-30,8	105,3	7,5	151,9	-32,6	104,7	7,5
TCZ2	9/9	122,6	-13,1	15,0	13,8	136,6	-26,4	14,5	14,0
TMJ1	0/13	-	-	-	-	-	-	-	-
TMJ2	10/12	154,6	-39,6	83,9	5,0	136,6	-32,8	83,9	5,3
JMJ1	0/12	-	-	-	-	-	-	-	-
KHX1	0/8	-	-	-	-	-	-	-	-
KHX2	0/9	-	-	-	-	-	-	-	-

TABLA 7.1: Direcciones medias y parámetros estadísticos de la componente característica.
N/No: número de muestras usadas en el análisis frente al total de las extraídas; k y α_{95} : parámetros estadísticos (Fisher, 1953); D e I: declinación e inclinación.

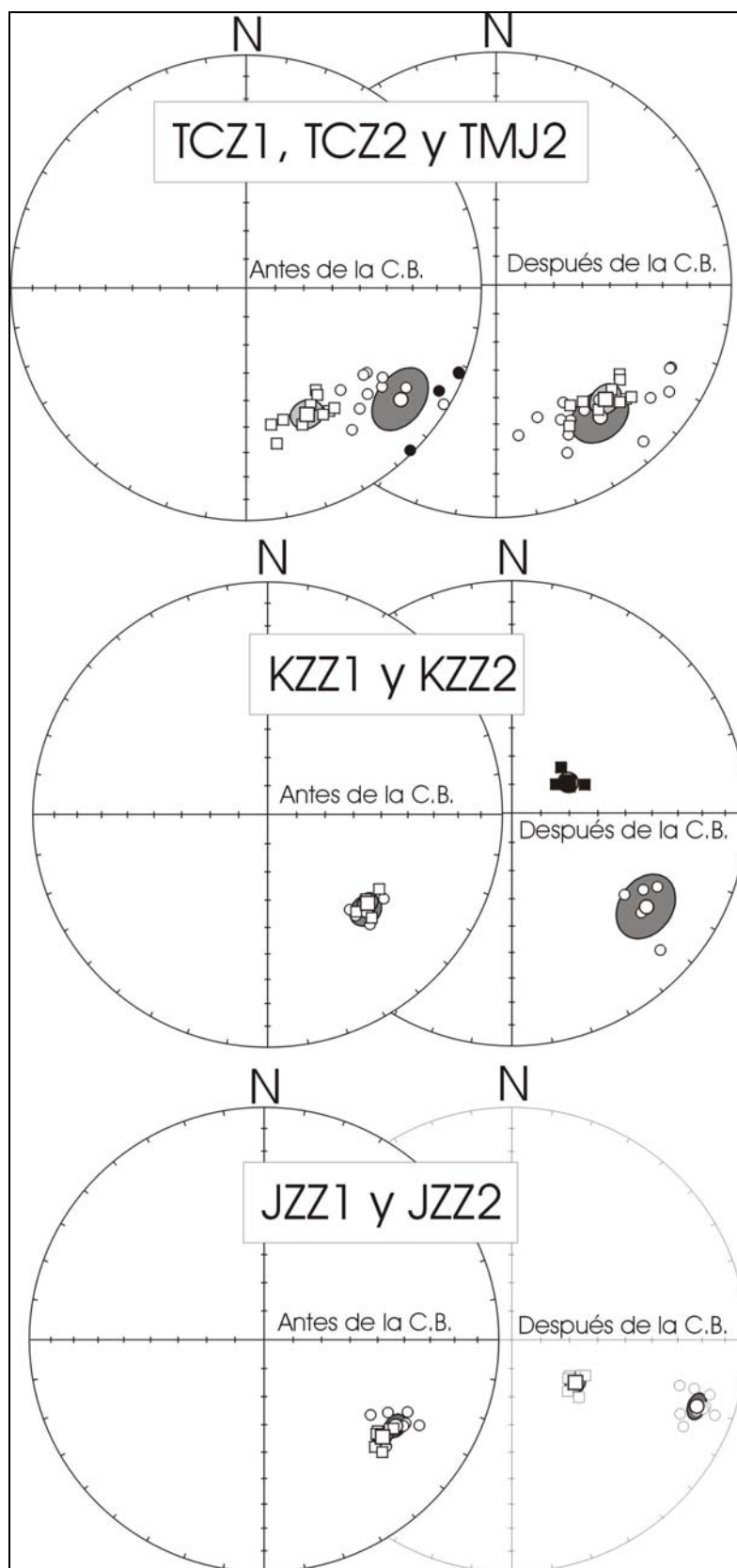


Figura 7.5: Expresión gráfica del test del pliegue para la componente característica en las distintas localidades estudiadas.

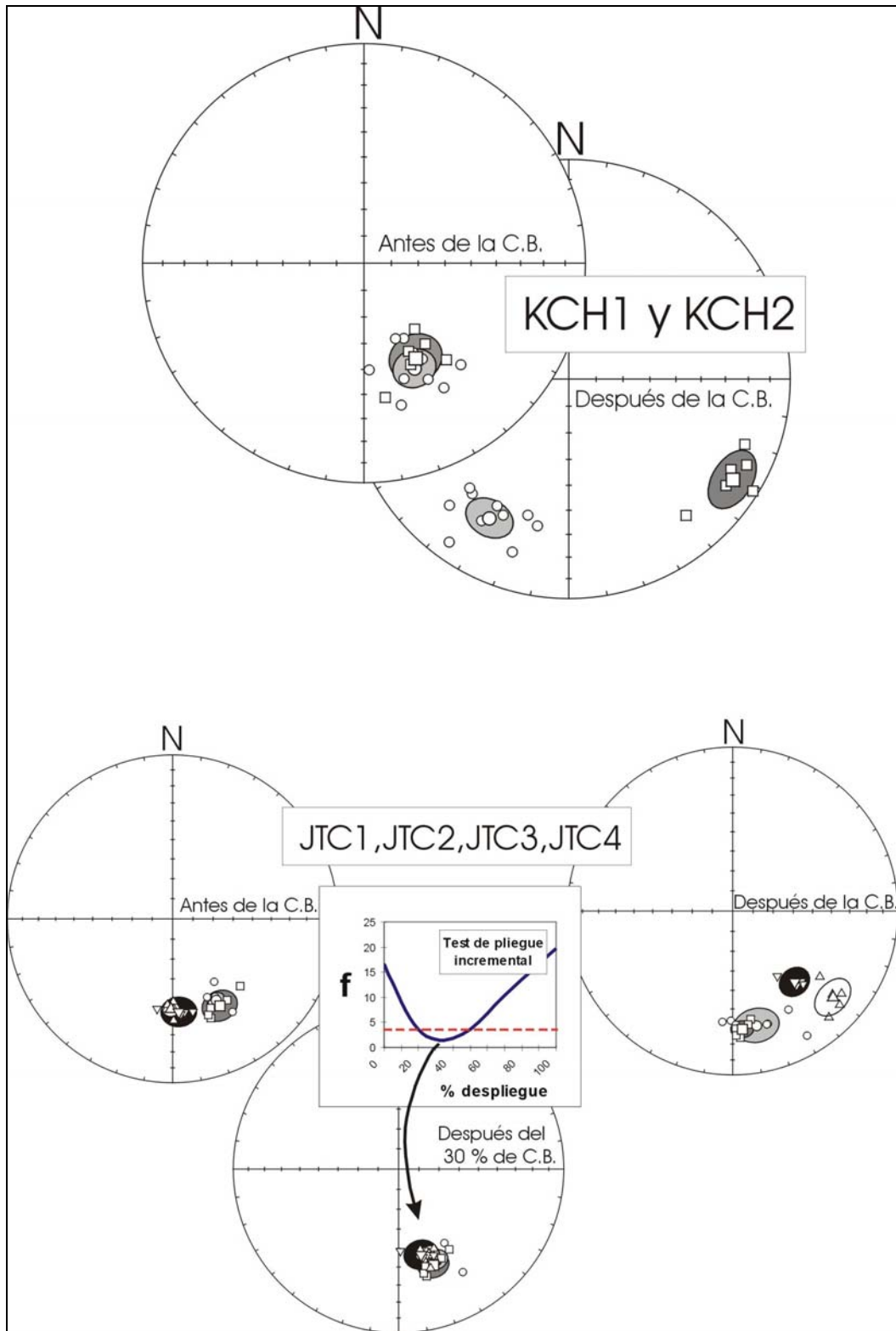


Figura 7.5 (continuación): Expresión gráfica del test del pliegue para la componente característica en las distintas localidades estudiadas. En **E)** se representa, además, el test del pliegue incremental. La línea de trazos representa el valor de f con un nivel de confianza de 95%.

La localidad JTC (*figura 7.5 E*) está formada por 4 sitios que se corresponden con cuatro flancos contiguos de una serie de pliegues de escala decamétrica situados, como KCH en el área de Tamazunchale. Las direcciones medias son estadísticamente diferentes antes y después de la corrección tectónica. Por ello, se ha realizado un test del pliegue incremental con el fin de comprobar la hipótesis de una adquisición sin-tectónica. En la *figura 7.5E* se representa la variación del parámetro estadístico f (*McFadden y Jones, 1981*) en función del porcentaje de despliegue de las capas. Se observa una máxima concentración de las direcciones tras restituir a un 30 % de la corrección tectónica. Para esta configuración las direcciones medias de cada flanco son comunes con un nivel de confianza del 95% (*Tabla 7.II*). Concluimos por tanto que en esta localidad la reimanación se adquirió durante el plegamiento.

Finalmente, se ha realizado un test del pliegue con los sitios situados en ambos flancos del anticlinal de Huayacocotla. En este caso se trata de una estructura mayor. Se han considerado dos flancos: las muestras de los sitios TCZ1 y TCZ2 que presentan orientaciones de capa similares se han considerado representativas del flanco noroeste y el sitio TMJ2 del flanco suroeste. Recordemos que estos sitios pertenecen al grupo litoestratigráfico 2 (areniscas y lutitas del Triásico Superior). En este caso el test del pliegue es positivo (*figura 7.5 A*) con un nivel de confianza del 95%, y por tanto la adquisición de la magnetización es previa a la formación de esta estructura. Considerando este resultado, y que la mineralogía magnética de estos sitios es diferente, cabe plantearse la hipótesis de que la imanación característica en estas formaciones es original, es decir de edad Triásico Superior – Jurásico Inferior y, por tanto, no correlacionable con la ChRM observada para el grupo 1. Podemos excluir esta posibilidad por las siguientes razones: (i) La paleoinclinación obtenida es estadísticamente diferente de la esperada para el Triásico Superior - Jurásico Inferior ($D_{esp} = 355^\circ$ y $I_{esp} = 2^\circ$). Esta dirección de referencia se ha obtenido a partir del polo calculado por *Besse y Courtillot (2002)* para la placa de Norte América estable a los 200 ± 10 Ma (ver *tabla 7.III*). (ii) Todas las muestras presentan sistemáticamente polaridad inversa. Hay que recordar en relación con este punto que las rocas son más recientes que el supercron de polaridad inversa Kiaman (*Opdike y Chanell, 1996*). Además, la inclinación paleomagnética, y por tanto la paleolatitud obtenida en esta localidad es del mismo orden que la obtenida para el grupo 1.

Localidad	N	F _{95%}	In situ					Con Corrección Tectónica					Mejor distribución en el test del pliegue incremental					
			f	k	α ₉₅	D	I	f	k	α ₉₅	D	I	%Unf.	f	k	α ₉₅	D	I
KCH1 KCH2	11	0,239	0,026	47,6	5,4	153,4	-47,1	9,583	3,9	1,7	176,6	-29,6						
JTC1 JTC2 JTC3 JTC4	22	2,37	16,59	47,4	4,5	162,7	-43,2	19,81	16,3	7,9	156,3	-30,8	30%	1,713	123,0	2,8	160,2	-41,3
KZZ1 KZZ2	11	0,395	0,058	276,6	2,8	133,0	-41,7	40,3	2,2	41,6	103,7	28,3						
JZZ1 JZZ2	16	0,239	0,232	175,7	2,8	125,8	-33,8	17,3	11,4	11,4	113,1	-34,3						
TCZ1 TCZ2 TMJ2	24	0,146	0,958	13,3	8,4	136,9	-28,9	0,041	27,7	5,7	139,8	-30,6						

TABLA 7.II:

Resultados del test del pliegue.

N, número de muestras usadas en el análisis; k y α_{95} , parámetros estadísticos (Fisher, 1953); D e I, declinación e inclinación. f, parámetro estadístico del test de pliegue de McFadden and Jones (1981); F_{95%}, valor de f con un nivel de confianza del 95%; %Unf., porcentaje de la corrección por basculamiento que produce la mejor distribución de las direcciones de las muestras en el test del pliegue incremental.

De los resultados del test del pliegue podemos concluir por tanto que la componente característica es una remagnetización adquirida en algunas estructuras antes, en otras durante y también después de la deformación por plegamiento (fundamentalmente después).

7.5.1: EDAD DE LA ChRM

Los resultados discutidos hasta el momento nos permiten interpretar la componente característica como producida por una reimanación regional que podemos interpretar como un fenómeno sincrónico en el sur de Sierra Madre Oriental. Esta afirmación se basa en las siguientes observaciones:

- (i) Todas las muestras de la amplia banda de edades investigada presentan sistemáticamente polaridad invertida. Hay que tener en cuenta que desde la edad de las muestras más jóvenes reimanadas (Berriasiense-Aptiense) no ha habido crones de polaridad inversa con una duración superior a unos pocos millones de años.
- (ii) Las direcciones representativas de la ChRM, tras la corrección tectónica adecuada, proporcionada por el test del pliegue (señaladas en negrita en la *tabla 7.II*), presentan paleoinclinaciones que se mueven en un rango estrecho, a pesar de la mencionada amplitud de tiempo geológico muestreado.

Böhnelt et al. (1990), observaron también esta reimanación en el sur de la Sierra Madre Oriental, pero consideraron incierta su edad, esto les llevó a proponer dos posibles interpretaciones a sus datos que han sido discutidas en la introducción de este capítulo. Estas dos hipótesis sugieren dos posibles edades para la reimanación: a) Cretácico Inferior y b) Cretácico Superior - Terciario Inferior. Estos autores interpretan tres pruebas del pliegue regionales, por lo que no analizan el comportamiento de estructuras concretas. Para sostener la primera hipótesis de la edad (Cretácico Inferior) necesitan la existencia de un evento tectónico pre-Larámide que entra en contradicción con la mayor parte de las interpretaciones sobre la evolución tectónica del área. Si existió este evento, desde luego no fue mucho más activo que la deformación Larámide.

Los resultados de nuestras pruebas de pliegue, realizadas en estructuras concretas, implican claramente que la reimanación se produjo de forma simultánea al periodo de acortamiento principal del sur de la SMO, pues la ChRM es pre-, post- y sin- tectónica en las distintas localidades investigadas. Por tanto es muy posible que la génesis de la reimanación esté asociada a la propia actividad orogénica, por ejemplo a la migración de fluidos activados bajo la acción de cabalgamientos en márgenes continentales en convergencia, como propone, entre otros, *Oliver (1986)*. No discutiremos aquí el origen de la reimanación porque sería necesario contar con más información en el campo del magnetismo de las rocas y de la mineralogía.

Aunque la edad de la deformación que originó la SMO no es bien conocida en algunos segmentos de la cadena, los datos disponibles son consistentes con una progresiva disminución en edad hacia el sueste, al igual que en Estados Unidos (*de Cserna, 1989*). Por ejemplo, el acortamiento principal ocurrió probablemente durante el Cretácico en Sonora y Sinaloa y posteriormente, entre el Paleoceno Superior y el Eoceno Medio en el segmento de Monterrey a Veracruz (p.ej., *Pindell & Kennan, 2001*). Por tanto, en la zona de estudio la principal fase de acortamiento puede situarse entre el Paleoceno Superior y el Eoceno Medio. Y este es el rango de edades posible para la reimanación. Esta hipótesis puede reforzarse si comparamos las paleoinclinaciones observadas (valores en negrita de la *tabla 7.II*) con la deducida a partir de los polos calculados por *Besse y Courtillot (2002)* para (50 ± 10) Ma y (50 ± 5) Ma (*tabla 7.III*), que es $I_{(50 \text{ Ma})} \approx 36\text{--}39^\circ$: La inclinación media obtenida para las distintas localidades es de $I_{\text{med}} = 38.9^\circ$.

Podemos concluir que la reimanación fue adquirida en el Terciario Inferior, muy probablemente entre el Paleoceno Superior y el Eoceno Medio. Esta es la edad que consideraremos para interpretar estructuralmente la componente secundaria en la siguiente sección.

7.5.2: ROTACIONES PALEOMAGNÉTICAS.

En la *figura 7.6* se han representado los polos paleomagnéticos calculados a partir de las direcciones paleomagnéticas de cada localidad, comparados con la rama de la Curva de Deriva Polar Aparente de Besse & Courtillot (2002) para la placa Norteamericana entre 150 y 10 Ma (ver *tabla 7.III*).

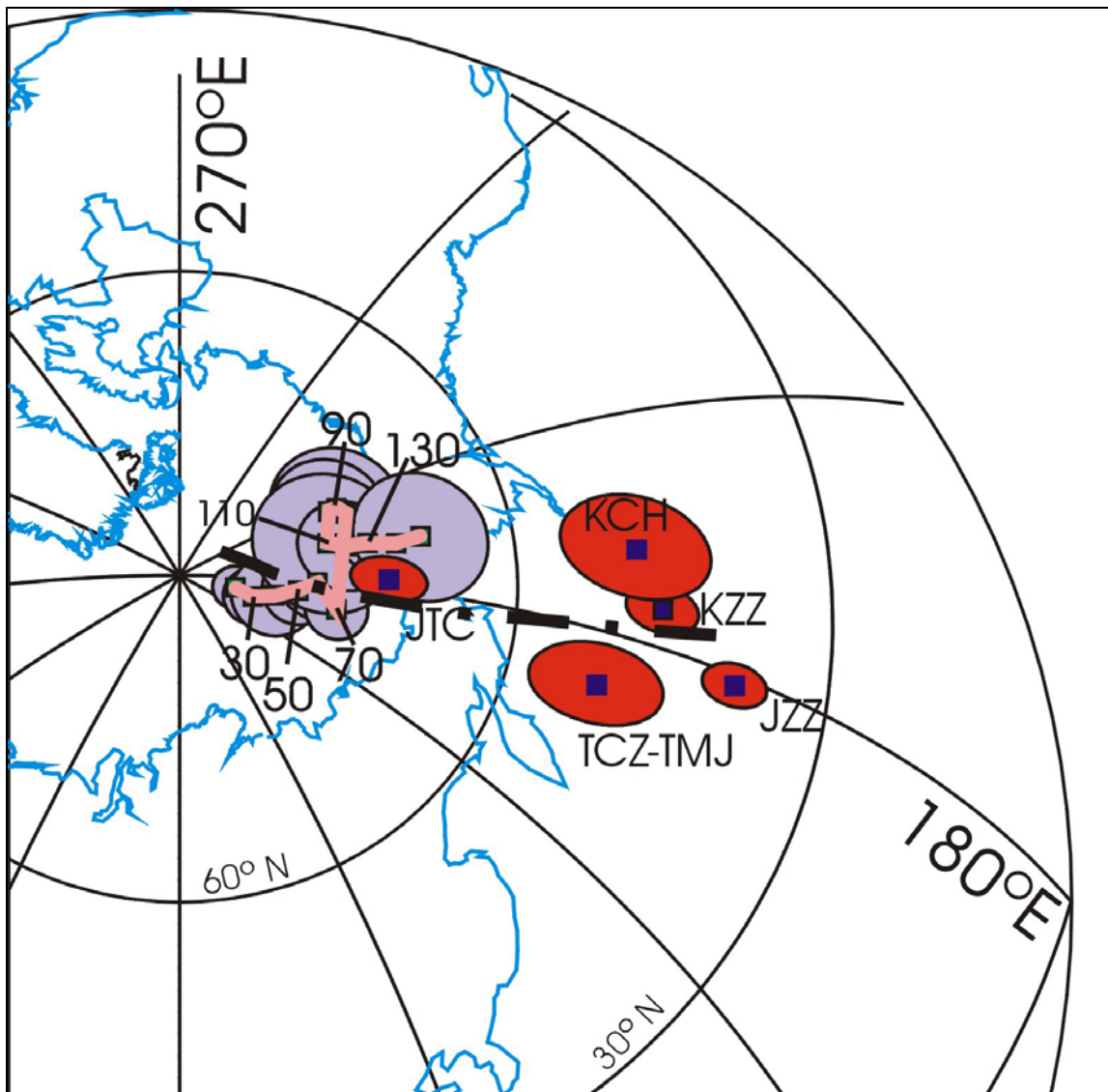


Figura 7.6: Polos paleomagnéticos calculados a partir de las direcciones paleomagnéticas de cada localidad (en rojo; JCZ no se representa ya que sólo tiene resultados en uno de los flancos del pliegue, ver Tabla 7. IV) y Curva de Deriva Polar Aparente de la placa Americana (ventanas temporales de 20 Ma) entre 150 y 10 Ma (en gris). Ver tabla 7.III La línea de trazos representa el lugar geométrico de los paleopolos procedentes de paleodirecciones que representan la misma paleolatitud en el sitio de muestreo.

La desviación observada de los polos obtenidos a partir de nuestros datos respecto de los calculados por Besse y Courtillot (2002) reflejados en la *tabla 7.III* implican importantes rotaciones de bloques alrededor de ejes verticales en sentido antihorario, incluso si se considera una edad de la reimanación más antigua, como supone la primera de las hipótesis de Böhnel et al. (1990).

Ventana de 10 Ma					Ventana de 20 Ma				
Ventana (edad)	N	Plat	Plong	A ₉₅	Ventana (edad)	N	Plat	Plong	A ₉₅
0 (2.1)	25	86.5	180.7	3.0	0 (3.1)	30	86.1	174.8	2.6
5 (3.1)	30	86.1	174.8	2.6	10 (8.3)	54	85.0	168.1	2.0
10 (11.9)	21	84.6	164.4	3.1	20 (18.9)	38	83.3	164.2	2.7
15 (14.8)	24	83.6	163.0	3.2	30 (29.5)	23	81.5	169.2	3.8
20 (19.6)	16	81.0	156.2	4.5	40 (40.0)	24	79.5	174.4	3.2
25 (26.0)	14	82.8	165.7	5.3	50 (52.2)	31	77.9	179.3	3.4
30 (30.2)	13	79.6	187.9	5.4	60 (59.7)	45	75.9	196.8	2.9
35 (33.7)	12	79.3	2180.4	4.6	80 (77.9)	14	74.7	207.4	5.9
40 (39.0)	8	77.3	167.7	7.3	100 (97.6)	12	76.6	195.8	6.7
45 (46.4)	12	79.6	167.9	5.2	120 (119.1)	20	73.1	193.9	2.4
50 (49.9)	17	79.3	170.3	4.2	140 (136.8)	7	68.3	194.2	6.0
55 (55.0)	22	77.9	183.4	4.2	160 (162.3)	15	73.7	149.7	5.0
60 (60.7)	24	75.4	195.5	4.3	180 (178.8)	18	73.0	83.4	5.6
65 (64.0)	24	73.5	207.3	3.6	200 (196.7)	19	69.8	95.6	4.3

Tabla 7.III: Curvas de deriva polar aparente (Ventanas de 10 y 20 Ma) para Norte América de Besse & Courtillot (2002). **Ventana (edad):** centro de la ventana y edad media de los sitios que la forman, en Ma; **N:** n° de sitios de la ventana; **Plat, Plong, A₉₅** : latitud y longitud del polo con el semiángulo de confianza al 95% (Fisher, 1953).

Estos resultados demuestran, por tanto, la existencia de rotaciones de bloques post-Paleocenas en el segmento sur de la Sierra Madre Oriental.

Además, la distribución de los polos a lo largo de un círculo menor que uno puntos de igual paleolatitud implica que se trata de rotaciones diferenciales. Por otra parte podemos excluir la posibilidad de que estos datos reflejen rotaciones aparentes por las siguientes razones: i) Las direcciones de los sitios de cada localidad (pliegue o conjunto de pliegues) se presentan agrupadas, ii) A pesar de que la reimanación es sintectónica las inclinaciones son compatibles con la dirección esperada, lo que garantiza que la corrección tectónica se ha realizado adecuadamente y iii) En el área de Zacualtipán (perfil Z-Z') las rotaciones diferenciales presentan un patrón con una cierta coherencia, pues son gradualmente mayores hacia el Oeste de la Sierra.

En la *tabla 7.IV* se han calculado estas rotaciones (diferencia entre la paleodeclinación observada y la declinación esperada) para el Paleoceno Superior - Eoceno Medio. Se comparan los resultados de las paleodirecciones observadas con las paleodirecciones esperadas que se obtienen a partir de los polos de referencia para los 50 Ma de Norte América estable (*Tabla 7.III*), según se utilicen las ventanas temporales de 20 Ma (1) o las de 10 Ma (2).

Localidad	D _O	I _O	D _E (1)	I _E (1)	R=D _O -D _E (1)	F=I _E -I _O (1)	D _E (2)	I _E (2)	R=D _O -D _E (2)	F=I _E -I _O (2)
KCH	153.4	-47.1	167.1	38.9	-13.7 ± 7.0	-8.2 ± 5.8	168.6	36.3	-15.2 ± 7.3	-10.6 ± 6.6
JTC	160.2	-41.3	167.1	38.9	-6.9 ± 4.2	-2.4 ± 4.4	168.6	36.3	-8.4 ± 4.7	-5.0 ± 5.4
KZZ	133.0	-41.7	167.1	38.9	-34.1 ± 4.2	-2.8 ± 4.4	168.6	36.3	-35.6 ± 4.7	-5.4 ± 5.4
JZZ	125.8	-33.8	167.1	38.9	-41.3 ± 3.9	5.1 ± 4.4	168.6	36.3	-42.8 ± 4.5	2.5 ± 5.4
TCZ-TMJ	139.8	-30.6	167.1	38.9	-27.3 ± 6.1	8.3 ± 6.0	168.6	36.3	-28.8 ± 6.4	5.7 ± 6.7
JCZ*	168.4	-37.9	167.1	38.9	1.3 ± 7.3	1.0 ± 6.5	168.6	36.3	-0.2 ± 7.6	-1.6 ± 7.2

TABLA 7. IV: Parámetros de rotación (**R**) y de aplanamiento de la inclinación (**F**), con sus intervalos de confianza al 95% (Demarest, 1983), utilizando los polos de referencia de la curva de Norte América para 50 Ma (Besse y Courtillot, 2002), para las ventanas temporales de (1) 20 Ma y (2) 10 Ma.

D_O, I_O ;paleodeclinación y paleoinclinación observadas;

D_E, I_E: paleodeclinación y paleoinclinación esperadas a partir de los polos calculados por Besse y Courtillot (2002): (1) para (50 ± 10) Ma y (2) para (50 ± 5) Ma.

(*: En JCZ sólo se ha podido aislar la componente en uno de los flancos del pliegue).

Podemos observar, en cualquier caso, que mientras el aplanamiento de la inclinación (F) es mínimo o del orden de la incertidumbre, todas las rotaciones (R) son antihorarias y de magnitud variable, aumentando desde prácticamente 0° (para JCZ, que es el afloramiento más oriental) hasta unos 43° (para JZZ, el sitio más occidental del área de Zacualtipán).

Referencias del Capítulo 7:

- Anderson, T.H. and Schimdt, V.A., 1983. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 941-966.
- Aranda-Gómez, J.J., Torres-Hernández, R., Carrasco Núñez, G., and Aguillón-Robles, A., 2000. Contrasting styles of Laramide folding across the west-central margin of the Cretaceous Valles-San Luis Potosí Carbonate Platform, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 17-2, 97-111.
- Besse, J. and Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the Geometry of the magnetic Field in the last 200 Million Years, *Journal of Geophysical Research*, v. 107, NO. B11, 2300, doi:10.1029/2000JB000050.
- Bonfiglio, J.R., 1982. Paleomagnetic study of the Cretaceous (Albian) Aurora Limestone, Coahuila, Mexico. M.S. Thesis, University of Houston, 99 pp.
- Böhm, H., 1985. Paläomagnetische Untersuchungen an jurassischen bis quartären Gesteinen aus Zentral- und Südmexico. Ph. D. Thesis. University of Münster, 235 pp.
- Böhm, H.; Gose, W.A.; Testarmata, M.M. and Bocanegra-Noriega, G., 1990. Palaeomagnetic results from the southern Sierra Madre Oriental, México: evidence for Early Cretaceous or Laramide remagnetization? *Phys. Earth Planet Inter.*, 64, pp. 211-223.
- Cantú-Chapa, A., 1971. La serie Huasteca (Jurásico Medio – Superior del centro –este de México: *Rev. Inst. Mex. Petróleo*, 3, 17-40.
- Carrillo-Bravo, J., 1965. Estudio geológico de una parte del anticlinorio de Huayacocotla. *Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros*, 17, 73-96.
- Carta Geológica de la República Mexicana : Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Alvarez, S., y Nieto-Samaniego, A., 1992. Escala 1 :2,000,000. Consejo de Recursos Minerales e Instituto de Geología, México.
- De Cserna, Z., 1976. Mexico-geotectonics and mineral deposits. *New Mexico Geol. Soc. Espec. Publ.*, 6, 18-25.
- De Cserna, 1989. An outline of the geology of Mexico. (eds) A W Bally and A R Palmer, In: *The Geology of North America An overview, The Geology of North America*, Boulder, Colorado (Geological Society of America), 233—264.
- Demarest, H.H. 1983. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *J. Geophys. Res.* 88, 4321-4328.
- Erben, H. K., 1956. El Jurásico Inferior de México y sus amonitas: México, D.F., Cong. Geol. Internacional, 20, Monogr., 393 pp.
- Fischer, M.P., and Jackson, P.B., 1999. Stratigraphic controls on deformation patterns in fault-related folds: a detachment fold example from the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico. *Journal of Structural Geology*, 21, 613-633.
- Fisher, R. A., 1953. Dispersion on a sphere, *Proc. R. Soc. London A*, 217, 295-305.

- Gose, W.A., Belcher, R.C. and Scott, G.R., 1982. Paleomagnetic results from northeastern Mexico: evidence for large Mesozoic rotations. *Geology*, 10, 50-54.
- Kleist, R.J., 1980. Paleomagnetic study of the Lower Cretaceous Cupido Limestone, Coahuila, Mexico. M.S. Thesis, University of Houston, 64 pp.
- Kleist, R.J., Hall, S. A., and Evans, I., 1984. A paleomagnetic study of the Lower Cretaceous Cupido Limestone, northeast Mexico: Evidence for local rotation within the Sierra Madre Oriental. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 55-60.
- Longoria, J., 1984. Mesozoic tectostratigraphic domains in east-central Mexico: *Geol. Assoc. Canada, Special Paper* 27, 65-76.
- Lowrie, W. , 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 159-162.
- McDonald, W.D., 1980. Net tectonic rotation, apparent tectonic rotation and the structural tilt correction in paleomagnetic studies. *J. Geophys. Res.*, 85, 3659-3669.
- McFadden, P.L. and Jones, D.L., 1981. The Fold test in paleomagnetism, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 67, 53-58.
- Mixon, R.B., 1963. Geology of the Huizachal red beds, Sierra Madre Oriental, México. Baton Rouge, Louisiana State Univ., disertación doctoral, 97 pp. (inédita).
- Molina-Garza, R.S., Böhnel, H.N., and Hernández, T., 2002. Paleomagnetism of the Cretaceous Morelos and Mezcala Formations, southern Mexico. *Tectonophysics*, 361, 301-317.
- Nowicki, M.J., Hall, S.A. and Evans, I., 1993. Palaeomagnetic evidence for local and regional post-Eocene rotations in northern Mexico. *Geophys. J. Int.*, 114, 63-75.
- Ochoa-Camarillo, H.R., 1996. Geología del anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, Estado de Hidalgo. México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de maestría, 91 pp. (inédita).
- Ochoa-Caramillo, H.R., Buitrón, B.E., and Silva-Pineda, A., 1998. Contribución al conocimiento de la bioestratigrafía, paleoecología y tectónica del Jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15-1, 57-63.
- Oliver, J., 1986. Fluids expelled tectonically from orogenic belts: Their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena. *Geology*, 14, 99-102.
- Opdike, N.D. and Chanell, J.E.T., 1996. *Magnetic Stratigraphy*. Academic Press, San Diego Calif., 346 pp.
- Pindell, J.L. and Kennan, L., 2001. Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. GCAGST (Gulf Coast Association of Geological Societies Convention Abstract). In: Fillon, R.H., Rosen, N.C., Weimer, P., Lowrie, A., Pettingil, H., Phair, R.L., Roberts, H.H., van Hoorn, B., (eds.). 21st Annual BOB F. Perkins Research conference. Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation (GCSSEPM). 2-5 December, Houston, Texas, Abstract in p. 9; Paper: 30 pp.

- Schmidt-Effing, R., 1980. The Huayacocotla aulacogen in Mexico (Lower Jurassic) and the origin of the Gulf of Mexico: in Pilger, R. H., (ed.), The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central North Atlantic Ocean. Baton Rouge, Louisiana State University, Symposium proceedings, 79-86.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutierrez, F. and Speed, R.C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. Geol. Soc. Am., Spec. Pap. #278, 153 pp..
- Silva-Pineda, A., 1979. La flora triásica de México: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista v.3, 138-145.
- Soto, F., 1981. Zonificación microfaunística del cañón de la Borrega, Tamaulipas: Rev. Inst. Méx. Petróleo, 13, 7-17.
- Suter, M., 1987. Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central México. Geol. Soc. America Bull., 95, 1387-1397.
- Suter, M., 1990. Geología de la Hoja Tamazunchale, Estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí. UNAM. Instituto de Geología. Carta Geológica de México Serie de 1:100,000.
- Tardy, M., 1980. Contribution a l'étude géologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique: Université Pierre et Marie Curie de Paris, France, Thèse de Doctorat d'Etat, 459 pp.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1981. Paleomagnetic evidence for tectonic rotation of northern México and the continuity of the Cordilleran orogenic belt between Nevada and Chihuahua. Geology, 9, 178-183.
- Urrutia-Fucugauchi, J.; Morán-Centeno, D.J.; Cabral-Cano, E., 1987. Palaeomagnetism and tectonics of México. Geofísica Internacional, 26-3, 429-458.
- Urrutia-Fucugauchi, J. and Böhnell, H., 1988. Tectonics along the Trans-Mexican Volcanic Belt according to palaeomagnetic data. Phys. Earth Planet. Inter. 52, 320-329.
- Zijderveld, J.D.A., 1967. AC Demagnetization of rocks: Analysis of results, in Methods in Paleomagnetism, edited by D.W. Collinson et al., Elsevier, New York, 1967, 254-286.

CAPÍTULO 8

CONCLUSIONES.

8.1: MAGNETISMO DE ROCAS DEL VULCANISMO ESTUDIADO.

(i) Los experimentos de magnetismo de rocas realizados en las muestras de todos los sitios volcánico del TMVB muestreados en este estudio confirman una concentración importante de minerales magnéticos en la mayoría de las rocas, con un grado de dureza magnética idóneo para el registro del campo geomagnético. (ii) La medida de la susceptibilidad y la NRM inicial de todas las muestras ha permitido identificar (por el índice Qn) las muestras afectadas por IRMs asociadas a caídas de rayos y excluirlas de aquellas idóneas para su posterior tratamiento. (iii) Los espectros de coercitividad y temperatura de desbloqueo de la NRM (y de la *IRM* inducida en experimentos de laboratorio) revelan que los portadores de la remanencia son magnetitas o titanomagnetitas de bajo contenido en titanio, que en algunos casos están ligeramente maghemitizadas o comparten fases con titanohematites de bajo contenido en titanio, que preservan la misma componente primaria termorremanente. (iv) Los parámetros de los ciclos de histéresis de estas muestras volcánicas son idóneos para el paleomagnetismo, y representados en un *diagrama de Day* muestran la presencia de proporciones variables de mezcla de granos SD y MD, sólo en algunos casos de granos SD y SP. (v) La desmagnetización de la NRM revela sitios con una única componente direccional asociada a una fase magnética muy estable; otros con dos fases con la misma paleodirección geomagnética; y otros con un solapamiento de la ChRM con una componente secundaria asociada en la mayoría de los casos a caídas de rayos y en alguno a alteración hidrotermal. Se han rechazado los sitios que han presentado un solapamiento total de estas dos componentes. (vi) Estas características se han observado por igual en los diferentes sectores del TMVB, independientemente de su edad o litología.

8.2: LA MIGRACIÓN DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA EN EL TMVB.

(i) El estudio paleomagnético de 30 sitios volcánicos realizado en la Sierra de las Cruces (Valle de México, sector Central del TMVB), a lo largo de un perfil que sigue la orientación NNW-SSE de la cadena, ha permitido detectar la existencia de una zonación magnética a lo largo del perfil, con seis “magnetozonas” de polaridad alternante. (ii) Las edades obtenidas en estas magnetozonas mediante este estudio geocronológico varían entre 3.71 Ma y 0.39 Ma, obteniéndose edades

más antiguas en la magnetozona situada al NNW del perfil y edades más jóvenes al sur de la Sierra.. (iii) Se confirma la migración aparente de la actividad volcánica hacia el Sur del TMVB sugerida en estudios previamente realizados, y se establece que la duración del periodo eruptivo de la Sierra de las Cruces tuvo lugar entre 3.6 y 1.8 Ma. (iv) Los datos radiométricos y la información magnetoestratigráfica de este estudio, junto a los escasos datos previos existentes en la Sierra, se han comparado con la secuencia de inversiones del campo magnético terrestre durante los últimos 5 Ma, obteniéndose una correlación consistente a lo largo del perfil. (v) A partir de esta correlación se ha calculado una velocidad media de la migración aparente de la actividad volcánica de la Sierra de las Cruces, hacia el Sur, de alrededor de 1.6 cm/a entre 3.6 y 1.8 Ma. Los datos aportados en este estudio sugieren que la velocidad pudo ser mayor (de hasta 4 cm/a) durante el cron de Gauss. (vi) Si bien la causa de la migración de la actividad volcánica hacia la fosa de subducción es motivo de controversia y es un problema aún abierto, este trabajo aporta resultados cuantitativos que servirán para limitar los modelos propuestos (profundización progresiva de la placa de Cocos, reajustes de placas, migración de la trinchera, extensión asimétrica, etc).

8.3: RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS EN EL TMVB: ¿ROTACIONES DE BLOQUES?

(i) Se ha realizado un estudio paleomagnético en 96 sitios (útiles para propósitos tectónicos) que abarcan espacial y temporalmente la actividad volcánica de los tres sectores del TMVB. (ii) No se han encontrado desviaciones, ni regional ni temporalmente, entre las direcciones observadas y las respectivas de referencia cuando se analizan en función del sector al que pertenece el vulcanismo (Oriental, Central y Occidental) o en función de su edad. (iii) Las direcciones observadas de los agrupamientos volcánicos de las distintas épocas analizadas (Cuaternario, Plioceno y Mioceno Superior) están avaladas por tests estadísticos paleomagnéticos (positivos). (iv) Cuando se comparan las de las épocas del Mioceno Superior y del Plioceno con las respectivas direcciones esperadas, utilizando para ello los mismos polos de referencia actualizados para Norte América, aportan resultados de los parámetros de rotación y aplanamiento de la inclinación pequeños (inferiores a 5-10°) y del orden de la incertidumbre del

método paleomagnético. (v) Los mismos resultados se han obtenido analizando paleomagnéticamente los 168 sitios volcánicos (que satisfacen una serie de criterios de calidad estadísticos, geocronológicos y experimentales) que han sido extraídos de una recopilación de los estudios que aportan datos paleomagnéticos del TMVB efectuada entre la literatura científica mexicana e internacional (1971-2000). (vi) Ni la deformación neotectónica del TMVB, ni la preexistente hasta el Mioceno Superior, se han traducido en rotaciones de bloques, observables paleomagnéticamente, en el conjunto de cada uno de los sectores de este arco volcánico. (vii) Estos resultados, en contra de lo que sugieren varios estudios previos realizados en el TMVB, no apoyan la existencia de grandes rotaciones de bloques a escala regional detectables paleomagnéticamente y sugieren que el TMVB puede ser considerado un único dominio tectónico (es decir, no se aprecian rotaciones de bloques diferentes en él). (viii) Los resultados paleomagnéticos aquí presentados parecen ser consistentes con un régimen transtensional en el que la componente de cizalladura (sinistral debido a la convergencia oblicua entre Cocos y Norte América) no es tan relevante como lo es la extensión.

8.4: VARIACIÓN PALEOSECULAR DE LAVAS (PSVL) EN EL TMVB.

(i) Se ha analizado, con los datos paleomagnéticos obtenidos en este estudio, la dispersión geomagnética de la Variación Paleosecular registrada durante el periodo de actividad volcánica del TMVB, analizada por el método iterativo de *Vandamme*, que establece un ángulo de corte (dependiente de la latitud y de la población estudiada) para excluir los VGPs considerados representativos de direcciones intermedias del campo geomagnético, realizado con respecto al eje geográfico y con respecto a las direcciones medias de cada conjunto de datos considerado. (ii) En la estimación de la dispersión en cada iteración se ha calculado la corrección "dentro de cada sitio" (corregida a su vez por la latitud al pasar de un conjunto de direcciones a otro de VGPs); el carácter fisheriano de la distribución resultante de cada selección de VGPs y su polo paleomagnético correspondiente (el cual se ha comparado con las direcciones de referencia correspondiente). (iii) La dispersión geomagnética de la PSVL en los últimos 10 Ma del vulcanismo en el TMVB de este estudio (en el Mioceno Superior y en los últimos 5 Ma) se ajusta dentro de las incertidumbres estadísticas a los modelos

teóricos globales para la latitud de México en cada una de las épocas. (iv) Aplicando la misma metodología al conjunto de los datos obtenidos de la recopilación selectiva de los estudios previos realizados en México, se llega a las mismas conclusiones en los últimos 5 Ma, pero no así en el Mioceno, donde los valores anómalamente bajos de la dispersión publicados previamente probablemente estén relacionados con un promedio insuficiente de la Variación Secular. (v) No se observa la controvertida existencia de una región anómala desde el punto de vista geomagnético (la “ventana para el campo dipolar”) sostenida por algunos autores.

8.5 ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO EN SIERRA MADRE ORIENTAL.

(i) La imanación remanente natural de las secuencias sedimentarias mesozoicas que afloran en el Anticlinorio de Huayacocotla (sur de la SMO) está dominada (y en la mayor parte de las rocas, compuesta únicamente) por una reimanación regional adquirida durante la deformación Larámide. (ii) Esta componente, que presenta sistemáticamente polaridad invertida, se observa tanto en las secuencias carbonáticas del Jurásico Superior y Cretácico, en las que el mineral portador es magnetita, como en los sedimentos continentales detríticos del Triásico Superior - Jurásico Inferior, en los que el mineral responsable es hematites. (iii) Los tests del pliegue realizados en estructuras de diversas escalas indican que la imanación es pre-, post- y sin-tectónica. Estos resultados sugieren que el proceso de reimanación está probablemente asociado a la deformación Larámide de la Sierra Madre Oriental de México, por lo que la edad más probable de esta componente secundaria es Paleoceno superior-Eoceno medio. (iv) Las direcciones de la reimanación terciaria del segmento sur de la SMO implican que esta región ha sufrido rotaciones de bloques en sentido antihorario de hasta 40°. (v) Estas rotaciones son diferenciales y parecen sugerir una distribución espacial consistente con un gradiente de rotación dirigido hacia el Oeste de la Sierra. (vi) Considerando los resultados obtenidos en el TMVB, con sitios de unos 10 Ma de edad en el área del Altiplano donde el TMVB intersecta con la zona de la SMO estudiada, estas rotaciones han podido ocurrir probablemente desde la época de la reimanación hasta el Mioceno Superior.

CAPÍTULO 9

GLOSARIO

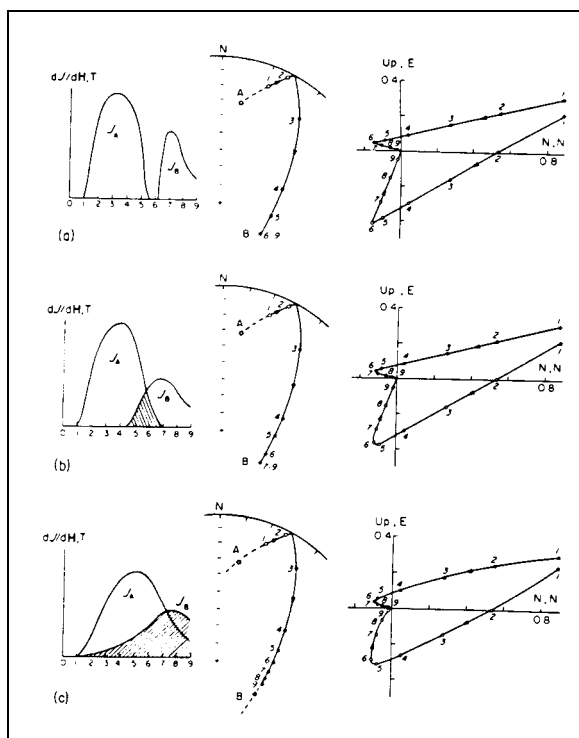
En aras de un mejor entendimiento y de una mayor correspondencia con la literatura científica, los términos básicos de paleomagnetismo y magnetismo de rocas glosados aquí en castellano respetan la traducción literal desde la lengua inglesa (p.ej., “limpieza” por “cleaning”), así como sus correspondientes acrónimos en (p.ej., “NRM” en vez de “MRN, magnetización remanente natural”). Las palabras en **negrita** remiten a diferentes entradas del glosario o a las referencias correspondientes.

α_{95} : El semiángulo del cono que rodea al 95 %de confianza la **dirección media de magnetización** o las **posiciones de los polos** (ver **estadística fisheriana**).

Afloramiento: Exposición superficial de roca firme.

Alteración hidrotermal: Cambio químico en rocas y minerales producido por la acción de soluciones hidrotermales (de agua caliente) ricas en volátiles que ascienden desde un cuerpo magmático que se enfría. Este metamorfismo se produce en las rocas que se encuentran sobre campos geotérmicos (fuente de calor profunda de origen ígneo) debido a la circulación convectiva de fluidos (generalmente aguas de infiltración meteórica). Puede **remagnetizar**, en forma de **PTRMs** y/o **CRMs**, la **magnetización termoremanente** original de la lava.

Análisis de círculos máximos: Si dos **componentes magnéticas** están presentes en un **especimen** y su **espectro de coercitividades** y / o **de temperaturas de desbloqueo** no se traslapan completamente (ver *figura*), entonces el proceso de **desmagnetización** se traduce en un movimiento de la magnetización resultante del espécimen a lo largo de un camino que recorre un círculo máximo cuando se representa en una **proyección de igual área**.



McFadden & McElhinny (1988) proporcionan un poderoso y riguroso método estadístico basado en un análisis de máxima probabilidad, que puede combinar la información de círculos máximos con la de las observaciones directas de aquellos especímenes en los que se haya podido aislar una dirección. Se calcula la dirección media de las observaciones directas y se usa como un valor inicial de la estimación de probabilidad máxima μ de la dirección media verdadera (en ausencia de observaciones directas se usa un valor inicial aproximado de la dirección). Sigue un proceso iterativo donde se calcula el punto más próximo a μ de cada círculo máximo, y de nuevo se calcula la dirección media de estos puntos (y de las observaciones directas) para usarlo como la nueva estimación de μ . El proceso se repite hasta que las sucesivas iteraciones no producen cambios significativos en la dirección de μ . También pueden calcularse por este método los límites de confianza asociados a la dirección final estimada de máxima probabilidad: El **análisis de la componente principal** se aplica tanto a la estimación del ajuste por el método de mínimos cuadrados de los puntos de desmagnetización a un círculo de remagnetización, como a la de la convergencia de éstos círculos, invariablemente afectada de dispersión, mediante la máxima desviación angular (MAD).

Análisis de la componente principal (PCA): Una técnica estadística rigurosa y cuantitativa que se usa para determinar la recta (o el plano) que mejor ajusta un conjunto de direcciones de magnetización obtenidos tras una **desmagnetización progresiva** proyectados en un **diagrama ortogonal de desmagnetización** (o una **proyección de igual área**), que puede incluir o no el origen. La medida de la precisión del mejor ajuste lineal calculado viene dada por la máxima desviación angular (MAD).

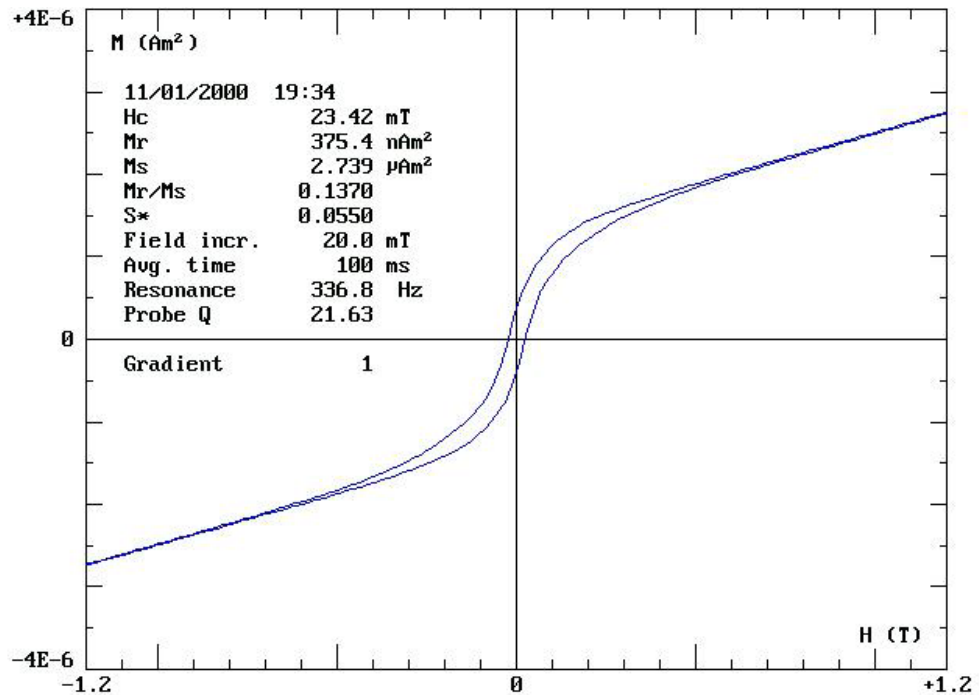
Andesita: ver **Composición mineral de rocas ígneas**.

Anomalía de Bouguer: Anomalía gravitacional (diferencia entre valores observados y teóricos de la gravedad) que queda tras aplicar las correcciones de aire libre, Bouguer (para compensar los efectos de masas corticales situadas sobre –o su deficiencia bajo– la superficie elipsoidal ideal) y topográfica, a una lectura observada de la gravedad.

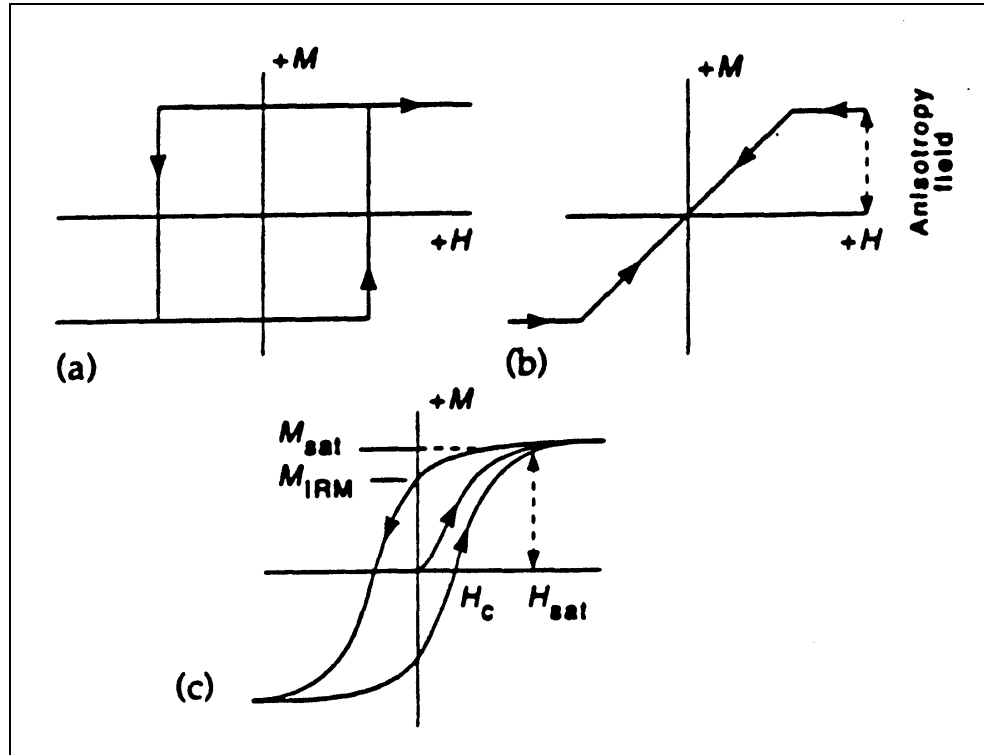
Anticlinorio (Anticlinal): Pliegue que contiene las rocas más antiguas en su núcleo.

Antiferromagnetismo: Describe el comportamiento de sólidos con apareamiento antiparalelo entre las redes adyacentes de sus momentos magnéticos atómicos, donde las redes opuestas tienen momentos magnéticos iguales, lo que es equivalente a una magnetización neta nula. En algunos minerales antiferromagnéticos ocurre que una de las dos redes magnéticas está ligeramente más magnetizada que la otra o que las redes no son exactamente antiparalelas, por tener algún defecto. Estos minerales que ya no son antiferromagnéticos exhiben un magnetismo parásito o *antiferromagnetismo inclinado*, mucho más débil que el de un mineral ferrimagnético, pero que aunque débil es con frecuencia muy estable ya que las imperfecciones fijan las redes de manera muy eficaz. La **hematites** ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$) es un importante ejemplo de este comportamiento.

- Arco volcánico:** Cadena larga y angosta de volcanes compuestos, en un margen continental activo o arco insular, paralela a un borde de subducción activo y formada por el ascenso de magma originariamente generado en la superficie superior, o encima de ella, de la placa litosférica descendente.
- Arenisca:** Clase textural de roca sedimentaria detrítica, predominantemente formada por partículas minerales de tamaño arena (63 μm -2000 μm). En relación con el ambiente de deposición, pueden ser continentales o marinas.
- Astenosfera:** Capa blanda del manto superior situada bajo la **litosfera** rígida. Sus rocas se hallan casi en su punto de fusión y tiene una resistencia baja. Es la sede del asentamiento isostático de la litosfera y de las corrientes convectivas del manto. Se caracteriza por una reducida velocidad sísmica como consecuencia de su estado plástico.
- Basalto:** ver **Composición mineral de rocas ígneas**.
- Basin and Range:** ("Cuenclas y Crestas"): Provincia extensional del margen Occidental de Estados Unidos, que se extiende hacia el Sur hasta México, caracterizada desde el Neógeno por fallamientos normales en **bloques**, que forman **horsts** y **grabens** a escala kilométrica.
- Bloque:** Término usado para denotar una región a escala subcontinental, formada por rocas de origen oceánico o continental, que puede haberse movido con respecto al continente al que se asocia. Pueden experimentar **rotaciones** sobre ejes verticales o/y horizontales o/y inclinados.
- Caliza:** Roca sedimentaria constituida en su mayor parte por carbonato de calcio.
- Campo de saturación (H_{sat}):** ver **Ciclo de histéresis, magnetización remanente isotérmica de saturación**.
- Campo destructivo medio ($H_{1/2}$):** El valor pico de la intensidad del campo alternante necesario para reducir, en la **desmagnetización por AF**, la remanencia original de un espécimen a la mitad, indicador de la **coercitividad** total del conjunto de minerales de un espécimen.
- Capas rojas:** Acumulaciones de roca sedimentaria rojiza, en su mayor parte de argilitas con **areniscas** interestratificadas, teñidas por óxidos rojizos de hierro férrico (**hematites**) e indicadores de un paleoambiente terrestre que favorece una extremada oxidación.
- Ciclo de histéresis:** Curva que evalúa la respuesta de la magnetización de un fragmento de **espécimen** a un campo aplicado, producida por la suma de las contribuciones de todos los minerales magnéticos que componen la roca. El campo va incrementándose hasta un valor máximo H_s que provoca la saturación de la magnetización, a continuación se reduce gradualmente hasta cero, se invierte su sentido hasta $-H_s$, y vuelve a reducirse de nuevo hasta cero y cambiar de sentido hasta alcanzar de nuevo el valor H_s . Permite identificar visualmente y cuantificar importantes propiedades magnéticas del espécimen, como la **magnetización de saturación** (M_s), el **campo de saturación** (H_{sat}) y la **coercitividad** (H_c). (En la figura se ilustra el ciclo de uno de los sitios estudiados, SM).



Si se aplica un campo magnético a lo largo del eje de fácil imanación de un grano **monodominio** (SD) -figura (a)-de forma antiparalela a su magnetización, la dirección interna de la magnetización permanece constante hasta que al ir aumentando la intensidad hasta un valor dado (campo coercitivo) entonces la dirección gira repentinamente 180° hasta ser paralela al campo aplicado. La magnetización se mantendrá con esa dirección hasta que se aplique un campo de igual intensidad en la dirección opuesta. Tal comportamiento por tanto produce un *ciclo de histéresis* cuadrado. Si el campo contrario a la magnetización se aplica formando un cierto ángulo con el eje de fácil imanación -figura (b)-, la dirección interna de la magnetización permanece constante hasta que la dirección gira repentinamente 180° al aplicar un campo con la intensidad del campo coercitivo -aunque ahora esto significa que no es exactamente paralela al campo aplicado-. Sólo cuando se aplica un campo del orden del campo anisótropo (generalmente, >0.1 T) la magnetización rota hacia la dirección del campo. Por contra, los granos **multidominio** (MD) muestran cambios inmediatos incluso ante campos débiles -figura (c)-. Esta misma respuesta continúa según se va incrementando la intensidad del campo aplicado hasta que todas las partículas tienen alguna componente en la dirección del campo, es decir, llegan a estar magnéticamente saturadas. Sólo en presencia de campos todavía mayores las alineaciones magnéticas a lo largo de los ejes de fácil imanación son rotados hasta estar alineados con el campo aplicado, como ocurre con un conjunto de partículas monodominio, volviendo a relajarse a sus posiciones de saturación cuando éste desaparece.



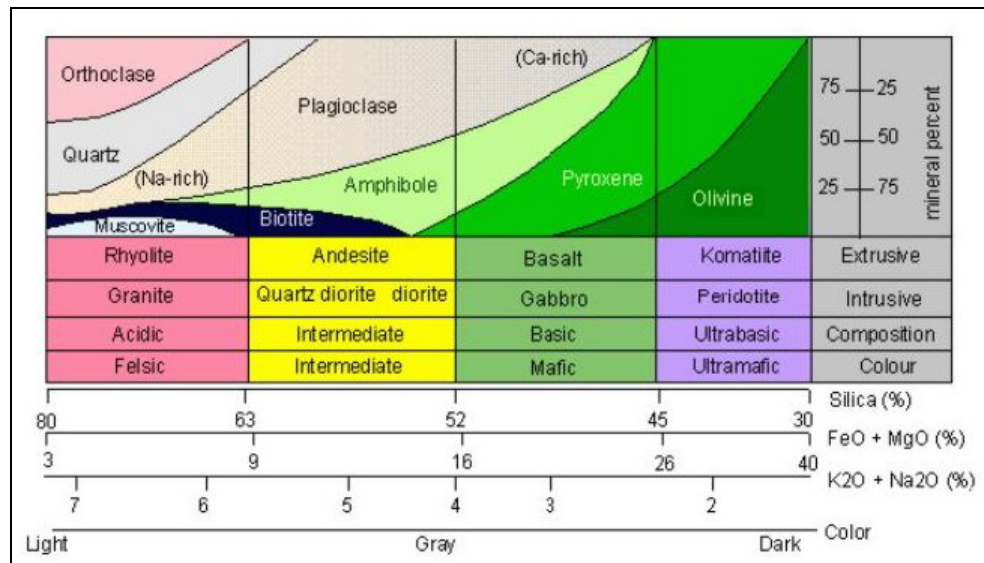
Círculos de remagnetización: ver **Análisis de círculos máximos**

Coercitividad (H_c): Los granos magnéticos se magnetizan a lo largo de “ejes de fácil magnetización” (ver **dominios**). La coercitividad es el campo necesario para anular la magnetización. La coercitividad de un grano SD es el campo magnético que debe aplicársele para provocar que su magnetización gire 180° (que produce como resultando un cambio permanente en la dirección de magnetización cuando el campo desaparece).

Coercitividad de la remanencia (H_{cr}): El campo opuesto necesario para invertir el sentido de la remanencia de la mitad de los momentos magnéticos de un espécimen que ha sido previamente saturado, produciendo por tanto una magnetización neta nula (ver **ciclo de histéresis**).

Componentes magnéticas: Una roca puede registrar una o más componentes de magnetización a lo largo de su historia. La **magnetización remanente natural** total de una roca es el vector suma de todas sus componentes magnéticas. La dirección y la intensidad de cada una puede determinarse mediante experimentos de **desmagnetización**, **análisis de la componente principal**, y **análisis de círculos máximos**. Las componentes magnéticas con **espectros de coercitividades** y **de temperatura de desbloqueo** totalmente traslapados no pueden separarse (ver **limpieza**).

Composición mineral de rocas ígneas: ver **figura**.



Conglomerados: Roca clástica hecha de guijarros de tamaños variados (>2000 µm) generalmente bien rodados en una matriz de arena o limo.

Coordenadas estratigráficas: Direcciones de magnetización resultantes después de la **corrección tectónica**.

Coordenadas geográficas: Direcciones de magnetización resultantes antes de la **corrección tectónica**.

Corrección por inmersión: Si el eje del pliegue tiene una inmersión (presenta un buzamiento con respecto a la horizontal) significativa, la aplicación de la **corrección tectónica** para restituir sus flancos a la paleohorizontal puede producir declinaciones anómalas. En estos casos es necesario restaurar a la horizontal el eje de pliegue antes que sus flancos. Los errores producidos por inmersión del eje del pliegue son insignificantes para inclinaciones de las capas menores de 30°.

Corrección tectónica: Corrección de aplicación necesaria a rocas muestreadas en estructuras plegadas. Consiste en restituir las direcciones de magnetización de sus flancos, a lo largo de la línea perpendicular a la de su máxima pendiente, a la presunta disposición horizontal (paleohorizontal) que podrían haber tenido en el momento de adquisición de la magnetización. Esto puede originar direcciones paleomagnéticas erróneas si la deformación se produjo sobre ejes inclinados, o en más de una sola fase de plegamientos, o si existe inmersión del pliegue (ver **corrección por inmersión**). Es por ello que la corrección tectónica sea potencialmente la mayor fuente de error en los estudios paleomagnéticos.

Corteza terrestre: Envoltura o capa sólida exterior de la tierra, constituida principalmente por minerales silicatos y cuya composición rocosa varía entre la de las rocas **félsicas** en la parte superior de la corteza continental (de 35 km de espesor medio y 2.7 g/cm³ de densidad media) y la de las rocas **máficas** en la corteza oceánica (de 5 km de espesor medio y 3.0-3.3 g/cm³ de densidad media).

CRM: ver **Magnetización remanente química**

Curva Deriva Polar Aparente (APWP): Representación de una secuencia de posiciones de **polos paleomagnéticos** relativos a una placa litosférica o un terreno tectonoestratigráfico particular, generalmente en una malla geográfica actual. Estas curvas permiten la presentación de datos paleomagnéticos que abarcan periodos significantes del tiempo geológico. La comparación de las curvas de deriva polar aparente de distintos continentes y terrenos constriñen el tiempo de sus relativas colisiones y separaciones. También son la base de un método de datación paleomagnética (**Najman et al, 1994**) cuando se comparan los polos obtenidos en sitios de incierta edad con los polos, bien datados, de la APWP de referencia correspondiente. **Besse y Courtillot (2001)** calculan una nueva curva sintética patrón para las diferentes placas litosféricas a lo largo de los últimos 200 Ma, usando una selección de perfiles de anomalías magnéticas marinas, datos paleomagnéticos procedentes de perforaciones oceánicas y polos paleomagnéticos continentales.

ChRM: ver **Magnetización remanente característica.**

Dacita: ver **Composición mineral de rocas ígneas.**

Declinación (D): Ángulo horizontal entre un vector de magnetización (o el campo magnético terrestre) y el norte geográfico.

Desmagnetización por AF: ver **Desmagnetización por campos alternos.**

Desmagnetización por campos alternos: Consiste en aplicar a la muestra un campo magnético alterno, producido por una corriente alterna a través de una bobina, que decrece gradualmente en magnitud en presencia de un campo magnético nulo. El campo máximo que puede alcanzarse es en general de 100 mT. Una vez seleccionada la magnitud del “campo alternante pico”, los granos magnéticos con **coercitividades** menores que él alinearán sus magnetizaciones con el campo magnético alterno. Como la magnitud de éste decrece en cada ciclo alternante, una fracción de los granos magnéticos presentes en la muestra dejará de ser afectado por el campo. La magnetización de aproximadamente la mitad de estos granos tendrá la dirección de sus ejes de fácil imanación (ver **dominios**), con una componente a lo largo del eje de la bobina; mientras que la de la otra mitad tendrá esa componente en la dirección opuesta. La suma total de los momentos magnéticos de estos granos se cancela, aproximadamente. En los siguientes ciclos se cancela la magnetización de fracciones con coercitividades sucesivamente menores. Después de pocos minutos, cuando el campo alterno se ha anulado, se consigue la desmagnetización de todos los granos con coercitividades menores que el campo pico aplicado. La muestra rota dentro de la bobina de modo que sus tres ejes ortogonales se desimanan al ir, en secuencia, coincidiendo con la dirección del eje de la bobina. En el proceso de **desmagnetización progresiva** de la muestra se va aumentando gradualmente la intensidad del campo pico alterno aplicado. La desmagnetización por campos alternos es más eficaz en rocas de composición dominada por **magnetita** o **titanomagnetita** que en rocas en las que la remanencia está asociada a **hematites** o **goethita**, de coercitividades generalmente mayores que los campos máximos producidos por los aparatos de desmagnetización por campos alternos. El uso de éstos presenta la ventaja de que no se producen alteraciones químicas, problema

común en la **desmagnetización térmica**. Es común referirse al campo destructivo medio, $H_{1/2}$, como medida de la dureza de la NRM.

Desmagnetización progresiva: El procedimiento de desmagnetización más usado, consistente en aumentar detalladamente las temperaturas o “campos alternos pico” a los que un espécimen se desmagnetiza, midiendo la **remanencia** magnética (y la **susceptibilidad** en el caso de la desmagnetización térmica) después de cada paso de desmagnetización. El proceso se repite hasta que la remanencia se reduce al nivel de ruido del magnetómetro utilizado, la temperatura supera la **temperatura de Curie** de la hematites (680°C), o se alcanza el máximo valor del campo alterno del desmagnetizador por AF (generalmente 100 mT). La desmagnetización progresiva de la NRM tiene como objetivo el reconocimiento las diferentes **componentes** que pueden contribuir a la misma y su caracterización, para intentar distinguir las direcciones características de las magnetizaciones secundarias de la de la primaria.

Desmagnetización térmica: Consiste en calentar progresivamente los **especímenes** de manera que la agitación térmica destruya la magnetización de los granos **ferromagnéticos** cuya **temperatura de desbloqueo** es menor que la temperatura a la que han sido calentados, haciendo que pasen a encontrarse en un estado superparamagnético. Entonces se deja enfriar la muestra hasta la temperatura ambiente en ausencia de campo, de modo que los momentos magnéticos de sus granos se orientan al azar y no contribuyen a la NRM. Aumentando progresivamente la temperatura aplicada, se desmagnetizarán las distintas componentes magnéticas, según se alcancen sus respectivas temperaturas de desbloqueo. En el momento en el que se alcanza la temperatura de Curie de cada mineral, se anula su contribución a la NRM total de la muestra. La desmagnetización térmica es capaz de desmagnetizar (además de **magnetita** y **titanomagnetita**) las componentes asociadas a la **hematites** y la **goethita**, lo que no puede hacerse en la **desmagnetización por campos alternos**. Presenta el inconveniente de que puedan producirse durante el proceso de calentamiento *cambios químicos* en la composición de los minerales magnéticos presentes en las rocas, con la consiguiente producción de nuevas fases magnéticas. Los cambios químicos que puedan producirse durante la desmagnetización térmica quedarán reflejados en una variación con la temperatura de la **susceptibilidad** magnética de las muestras. Ésta variación, asociada a la creación o destrucción de minerales, se detecta fácilmente midiendo la susceptibilidad de forma sistemática, a continuación de la NRM, en cada paso de la desmagnetización térmica.

Desmagnetización: ver **Limpieza**, **Desmagnetización por AF**, **desmagnetización térmica**.

Diagrama de Zijdeveld: ver **Diagrama de desmagnetización ortogonal**.

Diagrama ortogonal de desmagnetización: Combinan en la misma representación gráfica los cambios en **intensidad** y en **dirección** de la magnetización durante las diferentes etapas de la **desmagnetización progresiva**. Se construyen proyectando cada dirección de la NRM como un punto en un plano horizontal (X-Y) y

otro vertical (Y-Z o X-Z). Normalmente, los ejes X, Y, Z corresponden a las componentes norte (N), este (E), y vertical (V) respectivamente. Los sucesivos puntos de desmagnetización se unen mediante rectas. La distancia de cada punto hasta el origen es proporcional a la intensidad de la magnetización proyectada en ese plano.

Un número de puntos sucesivos que formen un segmento lineal indica la desmagnetización de una componente de magnetización con una única dirección (o la suma de dos componentes con idénticos **espectros de coercitividades y de temperatura de desbloqueo**). La dirección de cada componente satisfactoriamente aislada puede calcularse fácilmente por regresión lineal: El ángulo entre cada punto y el eje N en el plano horizontal forma la **declinación D**. El ángulo entre cada punto y la horizontal en el plano vertical seleccionado forma la inclinación aparente, I_{ap} , relacionada con la **inclinación I** real por:

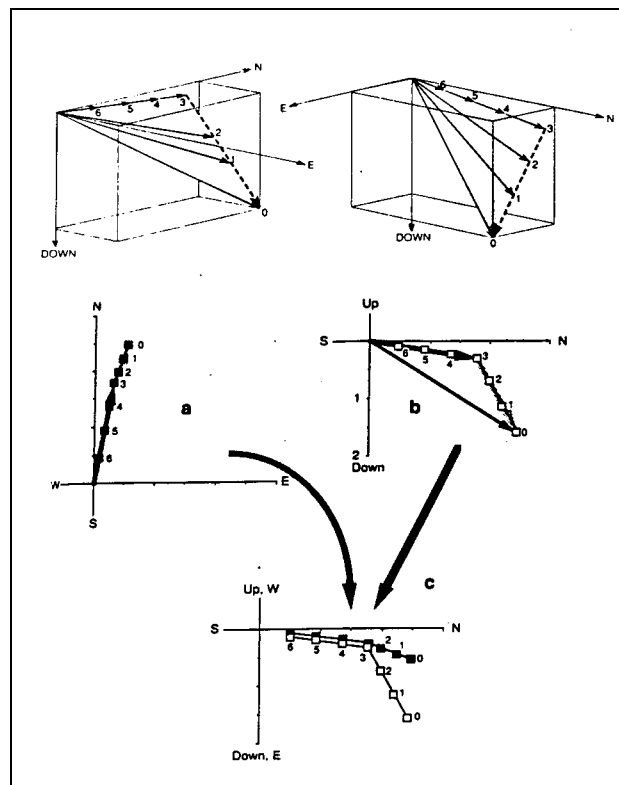
$$\tan I = \tan I_{ap} / \cos D / \text{(para el plano vertical N-S) o ;}$$

$$\tan I = \tan I_{ap} / \sin D / \text{(para el E-W).}$$

La relación entre las componentes N, E, V y la intensidad M, y dirección (D, I) vienen dadas por las expresiones:

$$N = M \cos I \cos D; E = M \cos I \sin D; V = M \sin I.$$

La convención paleomagnética es representar los puntos finales del vector magnetización como puntos negros en su proyección horizontal y como puntos blancos en la proyección vertical (orientada N-S o E-W) (figura).



El solapamiento parcial de espectros de coercitividades o de temperatura de desbloqueo produce en estos diagramas de desmagnetización caminos curvos que requieren el uso del **análisis de círculos máximos** para determinar las direcciones de desmagnetización.

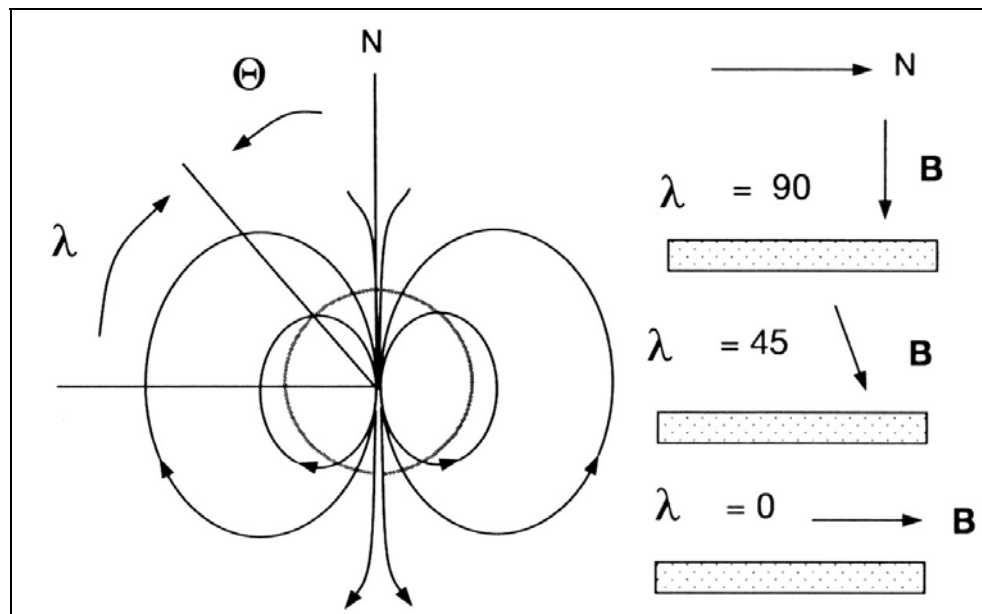
Diamagnetismo: Comportamiento propio de todos los materiales que consiste en la creación de una pequeña magnetización inducida opuesta en respuesta a un campo aplicado. Los electrones de un átomo, debido a su velocidad, experimentan una fuerza de Lorentz dentro de un campo magnético; esta fuerza tiene un efecto giroscópico que hace precesar a todas las órbitas electrónicas alrededor del campo; lo que es equivalente a una corriente eléctrica que produce una magnetización en la dirección opuesta a la del campo aplicado. La magnetización es proporcional al campo aplicado y decae hasta cero cuando el campo desaparece. La **susceptibilidad** de las sustancias diamagnéticas es negativa, dado que el campo producido tiene sentido contrario al campo aplicado; e independiente de la temperatura, siendo éstas en su mayor parte del orden de 10^{-5} (SI). La mayoría de los minerales no portadores de hierro, como el cuarzo, la calcita, los feldespatos o las dolomías son puramente diamagnéticos.

Dipolo geocéntrico axial (GAD): Hipótesis, base de muchas de las aplicaciones del paleomagnetismo, que afirma que el campo geomagnético promediado en el tiempo puede modelarse por el de un dipolo geocéntrico axial (alineado con el eje de rotación terrestre).

La **inclinación I** del campo magnético del modelo se relaciona con la latitud geográfica λ por la ecuación del dipolo:

$$\tan I = 2 \tan \lambda.$$

La **declinación** es nula en cualquier lugar.



Este modelo no describe el campo geomagnético actual. El mejor ajuste entre los polos magnéticos ($I=\pm 90^\circ$) y los polos geomagnéticos propios del dipolo -o entre el ecuador magnético ($I=0^\circ$) y el

geomagnético- se produce para una inclinación de éste de unos 11.5° desde el eje de rotación de la Tierra, que aproxima el 90% del campo geomagnético superficial observado. El resto (≈5%) es el denominado campo no dipolar.

De todas formas, el registro paleomagnético global extendido a los últimos 5 Ma muestra que la posición promediada del campo geomagnético es indistinguible del eje de rotación terrestre. Por tanto, en periodos de tiempo que promedien la **variación secular** (≈10⁵ años) la hipótesis del GAD parece describir adecuadamente el campo geomagnético. Esta hipótesis es igualmente válida para periodos de polaridad normal o invertida del campo, pero no es aplicable para interpretar las componentes de remanencia adquirida durante los periodos en los que el campo transita entre un estado y otro (ver **excursiones** magnéticas).

Dirección de referencia: Dirección de magnetización esperada en un **sitio** o **localidad**, generalmente proveniente de un polo coetáneo de referencia obtenido en una región estable y externa al área de interés. Si el polo de referencia tiene latitud λ_p y longitud Φ_p , y el sitio de estudio λ_s , Φ_s , entonces la inclinación y la declinación de la dirección esperada, I_x , D_x vienen dadas por:

$$I_x = \tan^{-1} (2 \cot p) ; \quad D_x = \cos^{-1} ((\sin \lambda_p - \sin \lambda_s \cos p) / \cos \lambda_s \sin p)$$

Donde p es la distancia angular entre el polo de referencia y el sitio de estudio:

$$p = \cos^{-1} (\sin \lambda_p \sin \lambda_s + \cos \lambda_p \cos \lambda_s \cos (\Phi_p - \Phi_s))$$

El límite de confianza, c , al 95% alrededor de D_x , I_x , viene dado por:

$$c = \sin^{-1} (\cos I_x (\sin A_{95} / \sin p))$$

(Ver **figura** de **Polo geomagnético virtual**).

Dirección media de magnetización: La dirección media de un número N de direcciones paleomagnéticas (muestras de un sitio, sitios en una localidad) se obtiene por una simple suma vectorial. Los cosenos directores de cada vector individual se calculan a partir de:

$$l_i = \cos I_i \cos D_i ; m_i = \cos I_i \sin D_i ; n_i = \sin I_i$$

donde D_i e I_i son la declinación e inclinación del vector i -ésimo, y l_i , m_i y n_i son los cosenos directores del vector i -ésimo con respecto al Norte, Este y la Vertical descendente, respectivamente. El vector resultante, r_{sum} , se calcula a partir de :

$$r_{sum}^2 = (\sum l_i)^2 + (\sum m_i)^2 + (\sum n_i)^2$$

y por tanto los cosenos directores de la dirección media, a partir de:

$$l = (\sum l_i) / r_{sum} ; m = (\sum m_i) / r_{sum} ; n = (\sum n_i) / r_{sum}$$

La declinación e inclinación, D_m e I_m , de la dirección media vienen dados por:

$$D_m = \tan^{-1} (m / l) ; \quad I_m = \sin^{-1} n$$

La longitud del vector resultante, r_{sum} , establece las bases del análisis del grado de agrupamiento de los N vectores de desmagnetización, utilizando la **estadística fisheriana**.

Direcciones con corrección tectónica: ver **Corrección tectónica**

Direcciones in situ: ver **Corrección tectónica**

dm (δm): El semieje mayor de la elipse de confianza de un polo magnético (ver **límites de confianza de polos magnéticos**).

Dominios: Dentro de un grano ferromagnético, la magnetización es uniforme en dirección dentro de pequeñas regiones; y tiene una dirección preferente, alineada bien a lo largo de ejes cristalográficos específicos (denominados “ejes magnetocristalinos fáciles”), o a lo largo de la longitud del grano (para granos pequeños y alargados). Denominaremos a estos ejes “preferentes”. Sin embargo, en los granos más grandes ($>10 \mu m$) pueden encontrarse varios elementos de volumen, denominados *dominios magnéticos*, cada uno con su magnetización orientada a lo largo de un eje preferente específico, con un polo norte y otro sur en puntos opuestos de su superficie. Cada dominio está separado de su vecino adyacente por una estrecha “pared de Bloch” dentro de la cual la orientación de los espines cambia de la dirección de un dominio a la del otro. En ausencia de fuerzas externas que los alineen, la organización de los dominios es tal que minimiza la energía magnética total del grano asociada a sus polos superficiales: dos dominios, por ejemplo, ajustarán sus magnetizaciones internas de manera que sean antiparalelas, mientras que un gran número de dominios tenderá a formar *dominios cerrados*. Dependiendo del tamaño de grano, se observan tres tipos de comportamientos magnéticos: (i) *Comportamiento monodominio (SD)*: el material está estructurado en sólo un dominio magnético, los granos SD tienen alta coercitividad y su magnetización puede ser estable durante periodos de tiempo geológicos, y por lo tanto son portadores magnéticos eficientes. Los granos SD de magnetita cúbica son menores de $0.1 \mu m$, mientras que los granos SD de magnetita alargados pueden alcanzar $1 \mu m$ de longitud. (ii) *Comportamiento multidominio (MD)*: el material contiene varios dominios magnéticos, los granos MD poseen una fuerza coercitiva baja, y su magnetización decae con el tiempo. Por tanto, los granos MD son portadores magnéticos menos eficientes que los granos SD. (iii) *Comportamiento pseudo-monodominio (PSD)*: La presencia de imperfecciones en la red cristalina en algunos granos MD impide la interacción simple entre dominios adyacentes. El comportamiento magnético resultante de los granos PSD está cercano al de los granos SD. Los granos PSD también resultan de los tamaños intermedios que presentan algunos granos. Los momentos magnéticos forman vórtices que producen granos de alta coercitividad pero de momentos magnéticos totales pequeños. El intervalo de tamaño de grano característico del comportamiento PSD es aproximadamente de $0.1-1.0 \mu m$ (el comportamiento PSD es el más frecuente cuando el volumen del grano es mayor que uno pero menor que tres volúmenes típicos de dominio). Los granos PSD poseen una significativa estabilidad de la remanencia y pueden ser importantes portadores magnéticos.

dp (δp): El semieje menor de la elipse de confianza de un polo magnético (ver **límites de confianza de polos magnéticos**).

DRM: ver **Magnetización remanente detrítica**.

Espécimen: El espécimen estándar en paleomagnetismo tiene unas dimensiones de 22 mm de altura y 25 mm de diámetro: así se proporciona la mejor aproximación al espécimen esférico, teóricamente ideal pero impráctico. Se cortan dos o más especímenes de cada **muestra** individualmente orientada en el campo. Las direcciones de magnetización remanente características (**ChRMs**) de los especímenes se promedian para obtener la dirección media de cada muestra.

Espectro de coercitividades: El rango de **coercitividades** presente en un espécimen, que proviene de su distribución de tamaños de granos **ferromagnéticos**, formas y composiciones.

Espectro de temperaturas de bloqueo: El rango de **temperaturas de bloqueo** presente en un espécimen, que proviene de su distribución de tamaños de granos **ferromagnéticos**, formas y composiciones.

Espectro de temperaturas de desbloqueo: El rango de **temperaturas de desbloqueo** presente en un espécimen.

Estadística fisheriana: Los datos de las medidas de la NRM están sometidos a errores debido a factores que afectan al registro de la magnetización de la roca, inherentes a su medida y a los procesos y dificultades experimentales, o derivados de las variaciones periódicas del campo magnético terrestre. Es por ello que han de analizarse estadísticamente para interpretar la dispersión que originan en los resultados. **Fisher (1953)** proporcionó una función de densidad de probabilidad para direcciones de magnetización considerados como vectores unitarios y representados por puntos sobre una esfera de radio unidad, conocida como distribución de Fisher, que se usa para definir estadísticamente la dispersión de un conjunto de vectores de magnetización alrededor de su dirección media y para realizar tests estadísticos. El parámetro de precisión teórico para la distribución de Fisher, κ , varía desde 0, si todos los vectores están aleatoriamente distribuidos, hasta infinito, si son idénticos al valor medio. El mejor estimador, k , de este parámetro de precisión κ (basado en un número finito de muestras, N , representativas de la población total) viene dado por:

$$k = (N-1) / (N-r_{sum}), \text{ para } N > 7 \text{ y } \kappa > 3$$

donde r_{sum} es la longitud del vector resultante de la suma de los vectores unitarios de las N direcciones consideradas (ver **dirección media de magnetización**). El parámetro k varía también desde su valor nulo para una distribución perfectamente desordenada ($r_{sum} \ll N$), hasta infinito para una distribución de puntos idénticos ($r_{sum} = N$). Valores de $k > 10$ indican que la dirección característica observada es próxima a la dirección verdadera de la población total. El límite de confianza de las direcciones obtenidas puede definirse mediante el parámetro α_{95} , semiángulo de un cono que define una porción de la superficie de la esfera centrada en la dirección media obtenida y dentro del cual existe la probabilidad del 95% de que esté contenida

la dirección "verdadera". Para valores de $k \geq 20$ su valor se aproxima a:

$$\alpha_{95} \approx 140^\circ / (k * N)^{1/2}.$$

Una dirección característica bien definida tendrá valores altos de k (>20) y valores pequeños del ángulo α_{95} ($<15^\circ$).

Excursión magnética: Durante una transición de polaridad el polo norte magnético se desplaza de una posición cercana a uno de los polos geográficos a una posición cercana al polo geográfico opuesto. Esta transición se estima en unos 4000 o 5000 años. Tras este tiempo el polo geomagnético se estabiliza en su nueva posición por un periodo de duración mayor de 10^4 años. Sin embargo, estudios paleomagnéticos han puesto en evidencia que en algunas ocasiones el polo geomagnético sufre un gran desplazamiento, de incluso 180° , volviendo a su posición original. Este fenómeno se denomina *excursión magnética*, y constituye un cambio reversible de las componentes del campo magnético terrestre que no llegan a estabilizarse en la polaridad opuesta.

Exolución: Las **titanomagnetitas**, a temperaturas sobre 600°C , forman una serie completa de soluciones sólidas, pero a temperaturas ordinarias las composiciones intermedias sólo pueden preservarse si el enfriamiento se produjo muy rápidamente. Por ejemplo las espilitas o lavas "almohadilladas" (*pillow lavas*) submarinas se enfrían en el agua y sus óxidos primarios son granos monofase TM60. Pero si el mismo magma basáltico enfría más lentamente en un ambiente pobre en oxígeno, los óxidos primarios ya no son monofase sino una *exolución* de minerales cúbicos de bajo contenido en Ti (próximos a la magnetita) y alto contenido en Ti (próximos a la ulvoespínela), de los cuales sólo la magnetita es magnética a temperatura ambiente. De igual manera, las **titanohematites** de composición intermedia tienden a la exolución en fases romboédricas ricas en hierro (próximas a la hematita) y ricas en titanio (próximas a la ilmenita). La exolución altera propiedades importantes como la **temperatura de Curie** y disminuye de forma drástica el tamaño de grano.

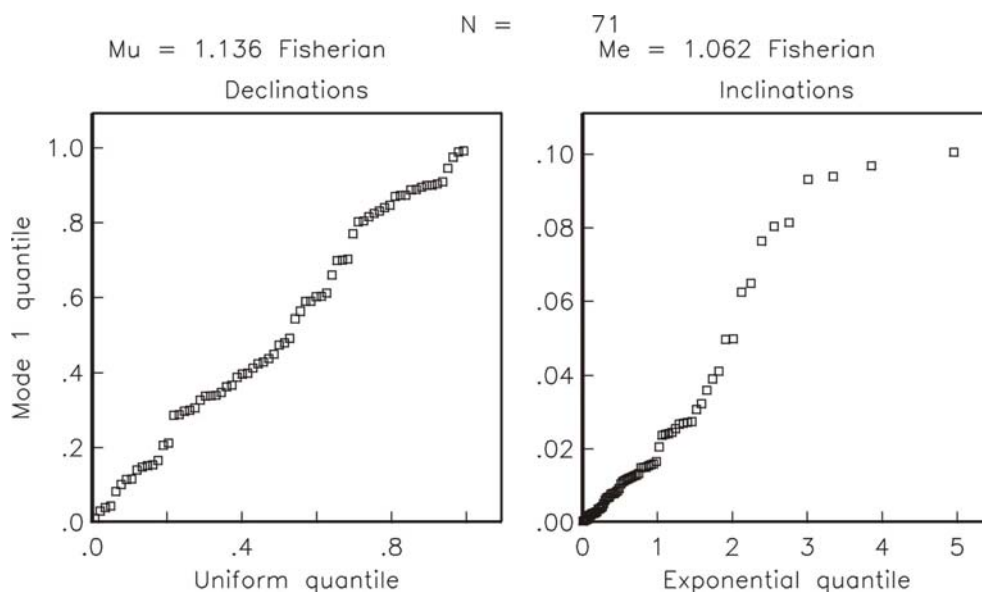
Félsica: ver **Composición mineral de rocas ígneas**.

Ferrimagnetismo: Describe el comportamiento de sólidos cuyas redes adyacentes de momentos magnéticos atómicos están acopladas de forma antiparalela, pero con desiguales momentos magnéticos, lo que produce una magnetización neta en el sentido de la red dominante.

Ferromagnetismo: El término ferromagnetismo *sensu lato* sólo se produce en sólidos cuyas redes de momentos atómicos están espontáneamente acopladas (por la fuerza de *superconje*) de manera que se alinean todas las magnetizaciones individuales de cada red, incluyendo aquellos que presentan **antiferromagnetismo** y **ferrimagnetismo**. El término ferromagnetismo *sensu stricto* describe el comportamiento de los elementos metálicos de transición y sus compuestos, donde los momentos magnéticos de las redes adyacentes se acoplan directamente (por la fuerza de *conje*), de manera que todos los vectores magnéticos se orientan en la misma dirección, produciendo una intensa magnetización incluso en la ausencia de un campo

externo aplicado. El ferromagnetismo está sobrepuesto al comportamiento **paramagnético**, de manera que si las propiedades ferromagnéticas se destruyen, por ejemplo por calentamiento, los materiales anteriormente ferromagnéticos se comportan paramagnéticamente.

Fisheriana: Distribución de direcciones paleomagnéticas (declinación / inclinación) o de **VGP**s (longitud / latitud) que verifican simultáneamente que (i) sus declinaciones (o longitudes) estén uniformemente distribuidas y (ii) sus co-inclinaciones (o colatitudes) estén distribuidas exponencialmente. (Ver **estadística fisheriana**). En este estudio (del que se saca el ejemplo de la figura, para 71 sitios Plio-Cuaternarios utilizados para el estudio de la **PSVL**) el análisis del carácter fisheriano / no-fisheriano de las distintas agrupaciones de VGP's se ha realizado con diagramas "quantile-quantile" en los que las longitudes se representan frente a una distribución asumida uniforme y las colatitudes frente a otra distribución asumida exponencial. La linealidad de estos diagramas viene determinada por unos parámetros μ (caso uniforme) y Me (caso exponencial) que se comparan con unos valores críticos por los cuales se puede rechazar al 95% de confianza el carácter fisheriano de la distribución comparada (lo que ocurre si $\mu > 1.207$ o $\text{Me} > 1.094$).



Fosa oceánica: Depresión larga, estrecha, profunda y en forma del surco del fondo oceánico que representa la línea de subducción de litosfera oceánica bajo el margen de litosfera continental.

GAD: ver **Dipolo geocéntrico axial**.

Goethita: Un oxi-hidróxido de hierro, de composición αFeOOH , que presenta **antiferromagnetismo** imperfecto o **ferromagnetismo** débil. Tiene una gran **coercitividad** ($> 5\text{T}$), por lo que es fácil de reconocer mediante experimentos de adquisición de IRM (ver **magnetización remanente isotérmica**), y una pequeña **temperatura de desbloqueo** máxima de entre $80\text{-}120^\circ\text{C}$. La deshidratación natural de la goethita produce **hematites** que adquiere una **magnetización remanente química (CRM)** por crecimiento del tamaño de grano, por

lo que es importante en el proceso de magnetización de “capas rojas” (*red beds*); así como en el proceso de **desmagnetización térmica** a temperaturas entre 300-400°C, a las que esta deshidratación se produce. También puede encontrarse en las rocas ígneas en rocas con alteración.

Graben: Depresión a modo de trinchera que representa la superficie de un bloque fallado hundido entre dos fallas normales opuestas encaradas.

Granos monodominio (SD): Ver **Dominios**.

Granos multi-domino (MD): Ver **Dominios**.

Hematites: Mineral de estructura hexagonal, de composición $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$. Los momentos magnéticos atómicos de los cationes Fe^{3+} están acoplados de forma paralela dentro de los planos de la base, pero las redes de cationes adyacentes están acopladas aproximadamente de forma antiparalela. El resultado es un **antiferromagnetismo** imperfecto, también llamado *antiferromagnetismo inclinado*. Además, algunos granos naturales de hematites poseen un **ferromagnetismo** defectuoso debido a imperfecciones cristalinas o impurezas. La hematites tiene una **temperatura de desbloqueo** máxima de 675°C y **coercitividad** máxima de 1.5–5.0T. Casi siempre es el material ferromagnético dominante en capas rojas, pero también puede serlo en rocas ígneas muy silíceas y/o altamente **oxidadas**.

Horst: Bloque fallado levantado entre dos fallas normales.

Ignimbrita: Roca efusiva de composición ácida, afín a las riolitas, producida por una erupción volcánica de tipo “nube ardiente” (ver **Composición mineral de rocas ígneas**).

Inclinación (I): Ángulo entre un vector de magnetización (o el campo magnético terrestre) y el plano horizontal.

Intensidad magnética o magnetización (unidades SI: Am^{-1}): El momento magnético neto (unidades SI: Am^2) por unidad de volumen. Los magnetómetros miden el vector resultante de todos los momentos magnéticos de un **espécimen**.

IRM: ver **Magnetización remanente isotérmica**.

k: El mejor estimador del parámetro de precisión de Fisher que mide la dispersión de un conjunto de magnetizaciones alrededor de una **dirección media de magnetización**. Valores altos de k indican que la dirección media observada es cercana a la verdadera (de la que se ha extraído el conjunto de direcciones). Ver **estadística fisheriana**.

Lavas ácidas (o silíceas), básicas e intermedias: Ver **Composición mineral de rocas ígneas**.

Límites de confianza de polos magnéticos (dm, dp): El límite de confianza circular α_{95} alrededor de una **dirección media de la magnetización** se proyecta en un límite de confianza elíptico alrededor de la posición su correspondiente polo magnético, cuyos semiejes mayor (dm) y menor (dp) vienen dados por:

$$dm = \alpha_{95} (\sin p / \cos I) ; \quad dp = 2 \alpha_{95} (1 / (1 + 3 \cos^2 I))$$

donde I es la **inclinación** de la dirección media del sitio, α_{95} es límite de confianza (al 95%) de la dirección media del sitio, y p es la

distancia angular desde el polo de referencia al sitio muestreado (ver **dirección de referencia**).

Limpieza: El proceso de eliminar componentes secundarias de magnetización de un espécimen para aislar la componente primaria de remanencia. Los métodos de limpieza más comunes son las **desmagnetizaciones progresivas térmica y por campos alternos**. Es una práctica común aplicar ambos métodos a especímenes de la misma muestra. El traslape completo de los **espectros de coercitividades o de temperaturas de desbloqueo** de dos **componentes magnéticas** en una roca puede llevar a caminos de desmagnetización lineales que pueden malinterpretarse como provenientes de una sola componente. Afortunadamente es poco probable que esto ocurra a la vez en ambos tipos de espectros.

Litosfera: En tectónica de placas, la cáscara terrestre exterior, dura y quebradiza situada encima de la **astenosfera**.

Localidad: Generalmente un área de menos de 1 km² en el que se ha muestreado más de un sitio.

Lutitas: Clase textural de roca sedimentaria detrítica, predominantemente formada por partículas minerales de grano muy fino (<63 µm).

MAD: ver **Análisis de la componente principal**.

Máfica: ver **Composición mineral de rocas ígneas**.

Maghemita: Mineral **ferromagnético** de composición $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$, con la composición de la **hematites** pero con la estructura cúbica (*spinel*) de la **magnetita**. Se forma por **oxidación** de baja temperatura (<200°C) de la magnetita por acción de los elementos atmosféricos en ambiente marino o aéreo. Posee una **coercitividad** máxima de 300 mT, equivalente a la de la magnetita. Se destruye por calentamiento a 350°C, temperatura a la que se invierte en hematites.

Magnetita: ver **titanomagnetitas**.

Magnetización de saturación (Ms): Máxima magnetización que un espécimen puede adquirir en presencia un campo magnético (ver **ciclo de histéresis**).

Magnetización primaria: Aquella componente de magnetización que fue adquirida en el tiempo de la formación de la unidad rocosa. Para rocas ígneas, la magnetización primaria es la **TRM** adquirida durante el enfriamiento inicial; mientras que para rocas sedimentarias, es la **DRM** adquirida durante la deposición. En general, no es fácil probar que una magnetización remanente característica (**ChRM**) aislada durante el proceso de desmagnetización es una verdadera remanencia primaria de la roca. Los **tests de pliegue** pueden usarse solo para identificar la edad de la adquisición de la remanencia relativa a la deformación, esto es, si ésta es pre- o post-tectónica- o sin-tectónica; pudiéndose encontrar casos con remagnetizaciones pre-tectónicas.

Magnetización remanente característica (ChRM): La componente de la **NRM** de mayor estabilidad aislada durante la desmagnetización. Al contrario que una **remanencia primaria**, una ChRM no informa sobre el tiempo de su adquisición.

Magnetización remanente detrítica (DRM): Una **magnetización remanente** adquirida durante la deposición y litificación de las rocas sedimentarias. El portador **ferromagnético** más común de la DRM es la **magnetita** detrítica. La adquisición de la DRM es un proceso

complejo, afectado por el ambiente deposicional y perturbaciones post-deposicionales como la bioturbación. Las remanencias detríticas pueden subdividirse entre aquellas que se producen por el alineamiento físico de los partículas ferromagnéticas con el campo geomagnético durante la deposición (magnetizaciones remanentes detríticas deposicionales) y aquellas otras que provienen de alineamientos post-deposicionales (magnetizaciones remanentes detríticas post-deposicionales, o **PDRMs**). La DRM total observada en una roca sedimentaria suele resultar de la combinación de estos dos tipos de remanencias. Los sedimentos de grano fino, que contienen una alta proporción de granos estables SD y PSD, registran mejor el campo geomagnético durante (o poco después de) la deposición, y poseen intensas magnetizaciones. Sin embargo, los granos MD, de mayor tamaño de grano, son menos estables, y son menos libres de moverse libremente entre los espacios porosos de los sedimentos saturados en agua.

Magnetización remanente isotérmica (IRM): Una magnetización adquirida naturalmente debido a las descargas eléctricas asociadas a la caída de rayos, o artificialmente cuando a un espécimen se le somete a un campo magnético directo en el laboratorio. Los experimentos de adquisición de IRMs son ampliamente usados en los laboratorios para determinar la naturaleza de los minerales magnéticos que son capaces de portar una remanencia natural en los especímenes, midiendo la IRM adquirida tras cada aplicación del campo. Cada mineral ferromagnético presenta una forma específica en la gráfica de la adquisición de las IRMs frente al campo aplicado. Por ejemplo, un rápido aumento seguido de un aplanamiento de la curva (saturación) para campos aplicados de entre 100 y 300 mT revelan la presencia de **magnetita**, **titanomagnetita**, o **maghemita**. En cambio, la **hematites** no alcanza su saturación hasta 1.0 – 5.0 T, mientras que la **goethita** solo se satura al aplicarla campos mayores que 5.0 T. La interpretación de estas curvas se refuerza posteriormente con una **desmagnetización térmica progresiva** de la IRM adquirida, particularmente si se aplican previamente campos diferentes (típicamente de 0.12, 0.40 y 2.00 T) a lo largo de cada uno de los tres ejes ortogonales del espécimen a estudiar (**Lowrie, 1990**). De este modo puede deducirse el **espectro de temperaturas de desbloqueo** de las diferentes fracciones de coercitividad de la IRM.

Magnetización remanente isotérmica de saturación (Ms ó SIRM): Máxima remanencia que un espécimen adquiere cuando es sometido a un campo magnético, cuando se satura a partir de cierto valor del campo aplicado H_s (ver **ciclos de histéresis**).

Magnetización remanente natural (NRM): La suma de todas las **componentes de remanencia** magnética adquiridas por procesos naturales. La NRM de un espécimen puede consistir en la combinación de varias componentes (una remanencia multi-componente) adquiridas en diferentes momentos de su historia. Por ejemplo, la NRM de una lava puede comprender una **magnetización termoremanente** primaria, una **magnetización secundaria** adquirida durante un metamorfismo moderado (o una IRM producida por las descargas eléctricas asociadas a la caída de rayos), y una **magnetización remanente viscosa** adquirida en presencia del campo geomagnético actual. En el

laboratorio se separan las distintas componentes de magnetización mediante el proceso de **desmagnetización progresiva**.

Magnetización remanente post-deposicional (PDRM): La remanencia magnética adquirida por los sedimentos después de la deposición pero antes de su compactación, generalmente producida por una combinación de alineamiento físico con el campo geomagnético y cambios químicos producidos según se consolidan los sedimentos. La PDRM es muy común en lagos profundos (ver **magnetización remanente detrítica**)

Magnetización remanente química (CRM): La remanencia adquirida durante la nucleación y crecimiento de un grano ferromagnético en presencia de un campo magnético y a cierta temperatura inferior a la de su **temperatura de Curie**. Para que esta remanencia sea paleomagnéticamente estable, los granos no deben crecer hasta un tamaño superior al de los granos **SD** o **PSD**. Una CRM provoca reacciones que incluyen: (i) la alteración de un mineral existente a otro mineral ferromagnético y (ii) precipitación directa de una solución de minerales ferromagnéticos.

Magnetización remanente: Una magnetización permanente en un material, que persiste aunque cese de actuar un campo magnetizador. La remanencia de las rocas registra la información de la dirección del campo geomagnético en el momento de la adquisición de la magnetización. El paleomagnetismo básicamente consiste en la medida y el análisis de las componentes de magnetización remanente existentes en los distintos tipos de rocas que son apropiadas para registrarlas. Para conocer los detalles de los diferentes tipos de magnetización remanente, ver: **TRM, DRM, CRM, VRM**.

Magnetización remanente viscosa (VRM): Una **magnetización remanente** adquirida gradualmente cuando una roca se expone a campos magnéticos débiles. La adquisición de la VRM puede considerarse como el caso inverso de la relajación magnética (ver **tiempo de relajación**), e implica el alineamiento de los momentos magnéticos de los granos de menor tiempo de relajación τ . Cuando un conjunto de granos está expuesto al campo geomagnético durante un tiempo T , se desbloquean magnéticamente aquellos granos con tiempos de relajación $\tau \leq T$, alineándose con el campo geomagnético. La intensidad de la VRM resultante aumenta cuanto mayor sea el tiempo de exposición al campo, según se sobrepasa el tiempo de relajación de más granos. La razón de adquisición de una VRM aumenta con la temperatura, ya que una mayor energía térmica ayuda a los momentos magnéticos a superar las barreras energéticas que les impedían reorientarse. La VRM adquirida a alta temperatura se denomina *magnetización remanente termoviscosa*. En las rocas puede comúnmente encontrarse una VRM natural como una remagnetización con la dirección del campo geomagnético actual. Los **granos monodominio** y **pseudo-monodominio**, debido a su mayor tiempo de relajación, tienen menos probabilidad de adquirir una VRM que los **granos multidominio**.

Magnetización secundaria (overprint): Una componente de magnetización que ha sido adquirida en cualquier momento posterior al de la formación de la unidad rocosa. Los mecanismos que pueden producir magnetizaciones secundarias incluyen: eventos de recalentamiento

(por ejemplo, enterramiento y posterior exhumación) que originan magnetizaciones remanentes termoviscosas; alteraciones químicas (por ejemplo por circulación orogénica de fluidos o alteración meteorológica) que producen **CRMs** ; las caídas de rayos, que inducen **IRMs** ; y la exposición al campo geomagnético que produce la adquisición de magnetizaciones viscosas (**VRMs**). Las magnetizaciones secundarias pueden distinguirse mediante **tests de campo**. Para eliminar estas magnetizaciones secundarias se procede a la desmagnetización (limpieza magnética) de la remanencia natural (**NRM**), ya que normalmente presentan diferente estabilidad a la **desmagnetización térmica** o **por AF** que las **magnetizaciones primarias**.

Magnetización termoremanente (TRM): La **magnetización remanente** adquirida por enfriamiento desde una temperatura superior a la **temperatura de Curie** (T_c) hasta la temperatura ambiente, en presencia de un campo magnético débil. La mayoría de las rocas ígneas adquieren una TRM cuando se enfrían. Dependiendo de su composición y distribución de tamaños de granos **ferromagnéticos**, la roca presentará un rango de **temperaturas de bloqueo** distribuido por debajo de su T_c . Cuando cada grano individual se enfría por debajo de su temperatura de bloqueo, experimenta un rápido aumento de su correspondiente **tiempo de relajación**, adquiriendo una magnetización estable. La TRM total de una roca se bloquea cuando se enfría por debajo de la temperatura de bloqueo más pequeña de sus granos ferromagnéticos. Se conoce como TRM parcial, o PTRM, a la proporción de la TRM total adquirida en un intervalo de temperatura determinado.

Magnetización: ver **Intensidad magnética**.

Magnetómetro “flux-gate”: El de más extendido uso, es capaz de medir **intensidades magnéticas** del orden de 10^{-5} A/m. Un sensor de campo magnético (“flux-gate”) detecta el campo magnético de los **especímenes** paleomagnéticos mientras giran sobre sí mismos, a velocidad regulada y apantallados magnéticamente. Se necesita una secuencia de medidas, generalmente en cuatro o seis orientaciones distintas, para promediar sus inhomogeneidades. Los principios del funcionamiento de los magnetómetros se detallan en **Collinson (1983)**.

Manto inferior: La parte del manto que queda debajo de la discontinuidad de las ondas P (longitudinales de compresión), que se halla a una profundidad de 650 Km y puede significar una transposición de fase.

Manto superior: División superior del manto, que se extiende desde el **Moho** (discontinuidad M), en la base de la corteza, hasta una profundidad de 650 Km., donde se encuentra una discontinuidad de fase; incluye la **astenosfera** y una zona de transición comprendida entre 400 y 650 Km.

MD: ver **Dominios**.

Moho: (Discontinuidad de Mohorovicic, o discontinuidad M) Superficie de separación entre la corteza y el manto terrestre situado debajo. De profundidad variable (5-70 km), corresponde a una brusca variación de la velocidad de las ondas P (onda sísmica longitudinal de compresión, que se propaga en sólidos y líquidos).

Mudstone: Roca sedimentaria de tipo arcillosa con tamaño de partículas inferior a 0.0625 mm y con apariencia masiva o no foliada.

Muestra: Volumen de material independientemente orientado para su análisis paleomagnético. En cada sitio se recogen las muestras necesarias para aplicar la **estadística fisheriana**, generalmente utilizando perforadoras portátiles. Las direcciones de magnetización remanente características (**ChRMs**) de las muestras se promedian para obtener la **dirección media de magnetización** del sitio.

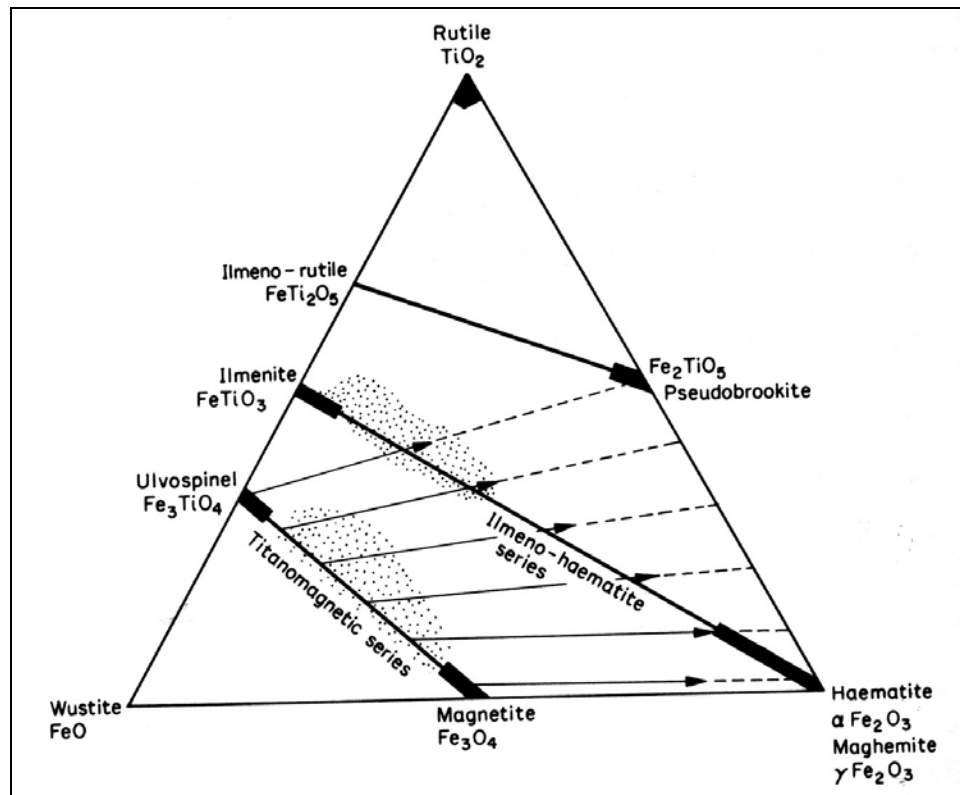
NRM: ver **Magnetización remanente natural**.

Oxidación: Las fases de magnetita-ulvoespinela son poco frecuentes en la naturaleza porque normalmente hay suficiente oxígeno en el magma como para oxidar las titanomagnetitas. El proceso es una *oxidación de alta temperatura*, llamada también *oxidación deutérica*, si ocurre durante el enfriamiento de la roca, generalmente sobre la temperatura de Curie, en lugar de en un posterior metamorfismo de alta temperatura. Afecta tanto a los granos primarios de **titanomagnetita** -creando fases próximas a la magnetita y a la ilmenita y en casos extremos rutilo (TiO_2) y hematites-, como a los de **titanohematites** -pudiendo resultar rutilo, hematites y pseudobroquita (Fe_2TiO_5)-; variándose por tanto sus propiedades magnéticas. Tanto en este tipo de oxidación como en la *oxidación de baja temperatura* o **maghemitización** (la conversión de titanomagnetita a titanomaghemita, generalmente como una meteorización secundaria a temperatura ambiente o por alteración hidrotermal a $T < 200^\circ\text{C}$), los granos de titanomagnetita siguen un recorrido paralelo a la base del diagrama ternario en el que se aumenta la razón $\text{Fe}^{3+} : \text{Fe}^{2+}$ mientras que la razón $\text{Fe} : \text{Ti}$ permanece constante; pero las fases resultantes son enteramente diferentes, ya que la oxidación a baja temperatura no cambia la estructura del grano.

Óxidos FeTi primarios en rocas ígneas: En el diagrama ternario de la figura, se muestra el promedio de la composición química de los óxidos de Fe-Ti encontrados en la mayoría de las rocas ígneas (con puntos) y las soluciones sólidas de la magnetita-ulvoespinela y de la ilmenita-hematites (las líneas discontinuas, en el sentido de las flechas, representan una oxidación creciente con una razón Fe:Ti constante). En numerosas rocas ígneas, su composición promedio es la de la composición de dos o más minerales diferentes.

Miembros de las series de soluciones sólidas de las **titanomagnetitas** y las **titanohematites** cristalizan tempranamente como fases primarias en las rocas ígneas alrededor de los 1300°C , constituyendo generalmente entre el 1% y el 5% de su volumen. Las titanohematites y sus productos de oxidación se encuentran en la mayoría de las rocas ígneas en menor proporción que las titanomagnetitas y sus productos de oxidación. Pero si las rocas son muy silíceas o están muy oxidadas, la **hematites** puede ser el mineral ferromagnético dominante. En los basaltos se encuentran aproximadamente a partes iguales, con composición entre $0 < x < 0.8$ para las titanomagnetitas y entre $0.8 < x < 0.95$ (paramagnéticas a temperatura ambiente) para las titanohematites. Las rocas félsicas tienen titanomagnetitas primarias pobres en Ti, y titanohematites

ricas en hematites, generalmente fuera del rango $0.4 < x < 0.8$. En las rocas intermedias y máficas, con mayor fracción de óxidos FeTi -y estos óxidos con mayor proporción Ti : Fe-, las titanohematites primarias son ricas en Ti, salvo en las rocas silíceas, pobres en Ti. La velocidad de enfriamiento es determinante en la distribución del tamaño de grano de los óxidos FeTi : si ésta es alta, se encuentran titanomagnetitas con una proporción significativa de granos de $1\mu\text{m}$ o menos ; si el enfriamiento es lento (rocas intrusivas, p.ej.), de hasta $100\mu\text{m}$. Durante el enfriamiento además pueden verse afectados por los procesos de **exolución** en estado sólido y/o **oxidación** deutérica, alterándose la composición y el tamaño de los granos, con los efectos consiguientes en sus propiedades magnéticas.



Packstone: Caliza caracterizada por una textura grano-soportada con una matriz de fango calcáreo.

Paleohorizontal: Superficie de una unidad rocosa que puede presumirse como horizontal en el momento de su formación (por ejemplo, una capa sedimentaria). El buen control de la paleohorizontal es necesario para una adecuada corrección estructural para recuperar la orientación del vector de la remanencia magnética existente antes de la deformación.

Paleointensidad: Intensidad del campo geomagnético del pasado, normalmente determinada por el análisis de la **magnetización termorremanente (TRM)** de rocas ígneas. En el procedimiento estándar para determinar la paleointensidad se compara la TRM adquirida en el laboratorio por un espécimen de roca, cuando es calentado bajo un campo magnético conocido, con su TRM natural.

Paleolatitud: La latitud de una unidad muestreada en el momento de adquisición de la magnetización. La paleolatitud λ y la inclinación I están relacionadas por la ecuación del **dipolo geocéntrico axial**:

$$\tan I = 2 \tan \lambda$$

Pueden cometerse errores en la determinación de I , y por tanto de λ , al asignar una edad incorrecta a la remanencia (por ejemplo usando vectores con corrección tectónica si la magnetización es posterior en edad al plegamiento); o al no aplicar las **correcciones tectónicas** adecuadamente (por ejemplo en terrenos volcánicos donde los flujos de lava pueden depositarse en paleo-pendientes significativas); o por un *aplanamiento de la inclinación*, que puede ocurrir en rocas sedimentarias debido a efectos de compactación deposicional y gravitatorios o en rocas ígneas debido a la anisotropía de la remanencia magnética y al efecto de terreno en el caso de lavas intensamente magnetizadas.

Paleovariación secular de lavas (PSVL): Variación secular del campo geomagnético en el pasado, obtenida a partir del registro de lavas (a diferencia de registros sedimentarios; p ej., lacustres)

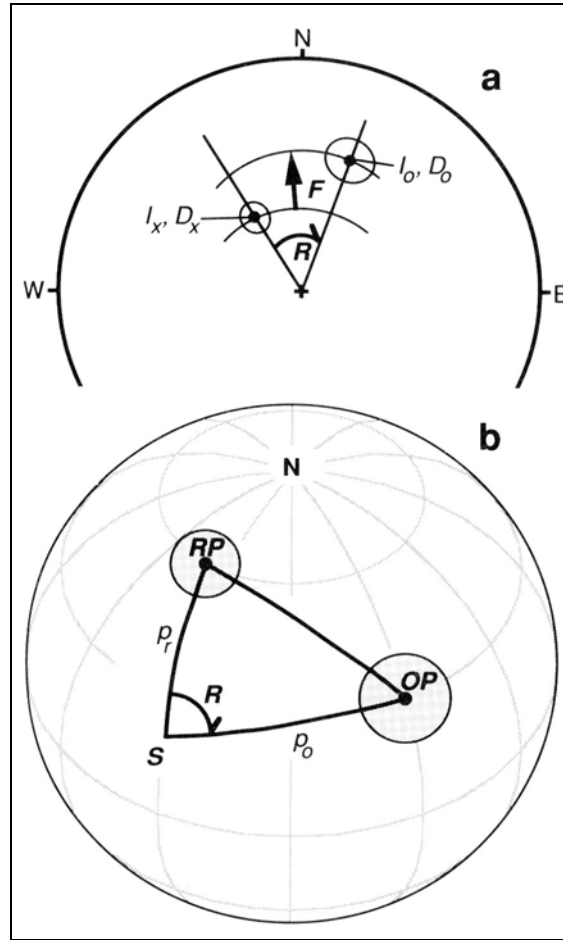
Paramagnetismo: Describe el comportamiento de los sólidos que contienen átomos con momentos magnéticos que no interactúan con los momentos adyacentes. Puede existir una alineación parcial de los momentos magnéticos atómicos en la dirección del campo cuando éste se aplica a una sustancia con los orbitales electrónicos incompletos. Aunque el grado de alineación es pequeño a temperatura ambiente, es suficiente para sobreponerse al **diamagnetismo**, pero también desaparece cuando cesa el campo aplicado. La mayoría de los sulfuros portadores de hierro, carbonatos y silicatos son paramagnéticos; por ejemplo los piroxenos y olivinos. Los minerales paramagnéticos tienen **susceptibilidades** positivas que se extienden por varios órdenes de magnitud, en general entre 10^{-4} y 10^{-2} (SI) para los minerales que forman las rocas más comunes. Su susceptibilidad es inversamente proporcional a la temperatura.

Parámetro de precisión: ver **Estadística fisheriana**.

Parámetros de rotación (R) y de aplanamiento (F) : Los parámetros R y F señalan, para la declinación y la inclinación respectivamente, la diferencia entre una dirección observada (D_o , I_o) con la **dirección de referencia** esperada (D_x , I_x), dada por el polo de referencia de la curva de deriva polar aparente para ese lugar. Estos parámetros, y sus errores -**Demarest (1983)**- se definen:

$$R = D_o - D_x, \quad \Delta R = 0.8(\Delta D_o^2 + \Delta D_x^2)^{1/2};$$

$$F = I_x - I_o, \quad \Delta F = 0.8(\Delta I_o^2 + \Delta I_x^2)^{1/2}$$



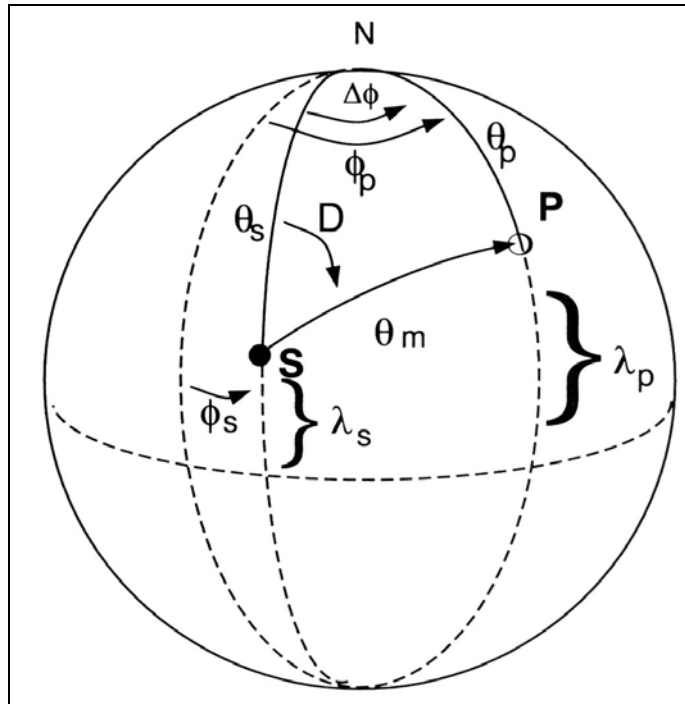
PCA: ver **Análisis de la componente principal.**

PDRM: ver **Magnetización remanente post-deposicional.**

Pirrotina: Sulfuro de hierro ferrimagnético con estructura cristalina monoclinical y composición en el rango entre Fe_7S_8 y Fe_9S_{10} . Posee una temperatura de desbloqueo máxima de 325°C y una coercitividad máxima de entre 0.5-1.0 T. Se origina durante la diagénesis de sedimentos marinos y en aureolas de contactos metamórficos.

Polaridad normal / invertida del campo geomagnético: Atendiendo a periodicidades mayores de las de la variación secular ($>10^4$ años), se ha observado que el campo geomagnético dipolar alterna su configuración actual apuntando hacia el sur geográfico (denominada *polaridad normal*) con la del sentido opuesto a ella (*polaridad invertida*). Una *inversión* de la polaridad del dipolo produce un cambio de 180° en la dirección del campo geomagnético en todos los puntos de la superficie del globo. Es importante destacar que el modelo del **dipolo geocéntrico axial** describe el campo geomagnético promediado en el tiempo durante cada intervalo de polaridad normal o invertida. La escala temporal de polaridades geomagnéticas, frecuentemente recalibrada (**Cande y Kent, 1995**), aunque no se conoce detalladamente para edades superiores al registro más antiguo de anomalías magnéticas oceánicas (unos 160 Ma), demuestra que el campo geomagnético ha ido variando con el tiempo la frecuencia de sus inversiones.

Polo geomagnético virtual (VGP): Es la posición del polo del dipolo geocéntrico responsable de la dirección de magnetización media característica (**ChRM**) observada en el sitio muestreado. La latitud λ_p y longitud Φ_p del VGP correspondiente a la **dirección media de magnetización** con declinación D e inclinación I en un sitio de latitud λ_s y longitud Φ_s , viene dada por:



$$\lambda_p = \sin^{-1} (\sin \lambda_s \sin \lambda + \cos \lambda_s \cos \lambda \cos D)$$

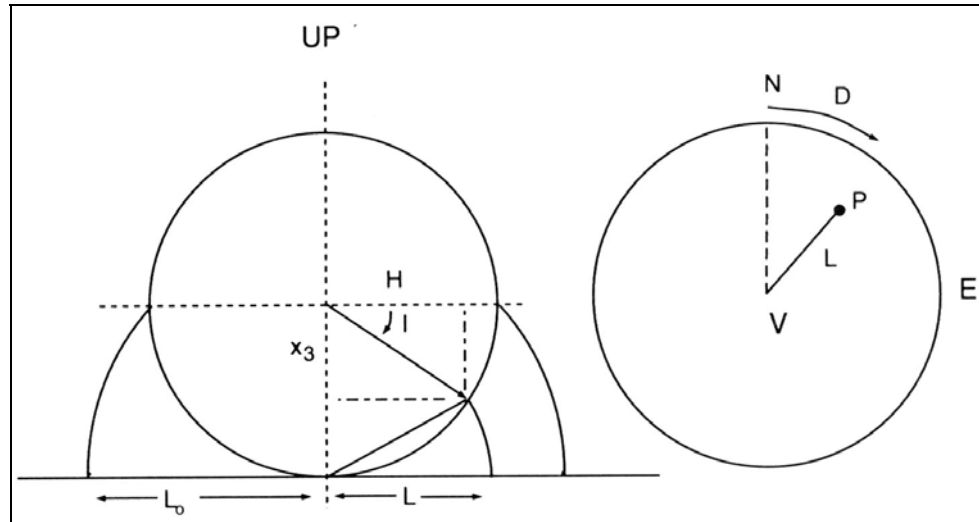
$$\Phi_p = \Phi_s + (\sin^{-1}(\cos \lambda \sin D / \cos \lambda_p))$$

donde $\lambda = \tan^{-1} ((\tan I) / 2)$ es la latitud magnética del sitio de estudio. El límite de confianza circular α_{95} alrededor de una dirección media de la magnetización se proyecta en una elipse alrededor de la posición de su correspondiente polo geomagnético virtual (ver **límites de confianza de polos paleomagnéticos**). Los VGPs individuales en el tiempo de la magnetización del sitio de estudio raramente se corresponden con la posición actual del polo geomagnético, incluso si se ha promediado la **variación secular** del campo geomagnético dipolar y corregido la deriva continental de la unidad rocosa, debido a la influencia de sus componentes no dipolares (ver también **polo paleomagnético**).

Polo paleomagnético: Posición del polo calculada a partir de direcciones medias de **polos geomagnéticos virtuales (VGPs)** para promediar la **variación secular** de las componentes dipolar y no dipolar del campo geomagnético. Un conjunto de VGPs obtenidos de sitios magnetizados en un periodo de entre 10^4 y 10^5 años proporciona un adecuado promedio de la variación secular. El polo paleomagnético resultante representa la posición del eje de rotación de la Tierra con respecto al sitio muestreado en el momento de adquisición de la magnetización.

Posición del polo: ver **Polo geomagnético virtual** y **Polo paleomagnético**.

Proyección de igual área (o de Lambert): Representación en el plano de las direcciones de magnetización, que se consideran fijadas al centro de una esfera de radio unidad. Cada circunferencia concéntrica del plano tiene el mismo valor de la **inclinación I** (de 0° en la exterior, a +90 ó -90° en el centro), y cada radio el mismo valor de la **declinación D** (creciendo desde 0° a 360° desde el radio vertical superior -norte- en sentido horario). La inclinación se transforma de la siguiente manera (ver **figura**):



$L = L_0 (1 - x_3)^{1/2}$; $L_0 = 1 / (x_1^2 + x_2^2)^{1/2}$, donde x_1 , x_2 , x_3 son las componentes de la dirección tomadas positivas hacia el norte, el este y la vertical descendente, respectivamente.

En general, regiones de igual área en la esfera son proyectadas conservando el área, lo que permite una rápida visualización de la dispersión de los datos. Tiene la desventaja de que, además de perder la información de la magnitud del vector, los círculos de confianza en la superficie de la esfera se proyectan como elipses en el plano. La convención paleomagnética que permite distinguir entre hemisferios es la de usar símbolos sólidos para las proyecciones con inclinación positiva, y símbolos huecos para las de inclinación negativa. Los cambios de dirección de la NRM de una muestra durante el proceso de desmagnetización quedan reflejados como una curva (ver **círculos de remagnetización**) que tiende a la dirección del llamado "punto final estable" si se eliminan las primeras componentes inestables y se aísla esa dirección.

PSD: ver **Dominios**.

PSVL: ver **Paleovariación secular de lavas**.

PTRM: La remanencia adquirida por enfriamiento durante cierto intervalo de temperatura por debajo de la temperatura de Curie, en presencia de un campo magnético débil (ver **magnetización termoremanente**).

Remagnetización (overprint): ver **Magnetización secundaria**.

Remagnetización: Evento que produce una **magnetización secundaria** que puede suplantarse parcial o totalmente la **magnetización primaria** o una magnetización secundaria más antigua.

Remanencia sintectónica: Las correcciones estructurales tectónicas estándar en paleomagnetismo (**correcciones tectónicas**) restauran a la horizontal los flancos de un pliegue (después de la **corrección por inmersión** cuando es necesaria). A veces, las direcciones de magnetización presentan su mayor agrupamiento antes de que los flancos hayan sido completamente restaurados tectónicamente. Esto implica que la magnetización debió ser adquirida durante la formación del pliegue; entonces la magnetización se interpreta como una *remanencia sintectónica*. La **estadística fisheriana** informa del grado de agrupamiento correspondiente a los diferentes estados en los que se deshace el pliegue. Dados los errores potenciales que pueden cometerse al realizar las correcciones tectónicas estándar (ver **corrección tectónica**), deben tomarse con precaución la interpretación de *remanencias sintectónicas* formadas aproximadamente a menos del 20% o más del 80% de porcentaje de despliegue, ya que pueden representar remanencias posteriores o anteriores al plegamiento, respectivamente.

Rotación paleomagnética: La diferencia angular entre la declinación del vector de remanencia en un sitio y la declinación de su correspondiente **dirección de referencia**. (ver **parámetros de rotación (R) y de aplanamiento (F)**)

Rotación tectónica aparente: aquélla que resulta de una combinación de rotaciones sobre ejes inclinados no conocidos, asumiendo una corrección tectónica sobre un eje horizontal (la dirección o rumbo de los estratos inclinados); la rotación tectónica sobre ejes verticales resultante es aparente (no real).

Rotación tectónica neta: la rotación simple que reorienta una masa rocosa hasta su estado inicial de emplazamiento desde su presente estado de deformación, que es equivalente a la combinación de movimientos que la roca ha experimentado realmente tras sucesivos eventos tectónicos como fallamientos o plegamientos.

Rotación de bloques: rotación tectónica neta sobre ejes verticales de un fragmento cortical.

Rift: Accidente superficial largo y angosto, a modo de trinchera, producido durante la tracción separadora (extensión) de la corteza, como el caso de expansión del fondo oceánico.

SD: ver **Dominios**.

S_F: Dispersión geomagnética angular (desviación angular estándar) de la **PSVL** corregida por la dispersión “entre sitios”, **S_T**, y “de cada sitio”, **S_w**, calculada como:

$$S_F^2 = S_T^2 - S_w^2 / \bar{n}$$

Donde \bar{n} es la media de muestras por sitio.

SIRM : ver **Magnetización remanente isotérmica de saturación**.

Sitio: Un conjunto de muestras orientadas individualmente extendidas en un afloramiento en un área de entre 5 a 10 m². La precisión de la dirección media de magnetización, obtenida a partir de un número *N* de muestras, crece inicialmente con *N* (es decir, según aumenta *N*, *k* aumenta y el valor de α_{95} disminuye, ver **estadística fisheriana**), hasta tender a estabilizarse para valores de *N* > 8. Es por ello que los

sitios están formados por un conjunto de entre 6 y 10 muestras, solución de compromiso entre el esfuerzo que se deriva de la recolección y el análisis de las muestras, y la precisión necesaria para una interpretación fiable de las mismas.

SMO: Sierra Madre Oriental.

S_T: Dispersión geomagnética angular de la **PSVL** observada “entre sitios”, calculada a partir de las distancias angulares Δ_i de cada uno de los **VGP**s de los sitios con respecto a la media de sus direcciones (o al eje de rotación en su caso): $S_T^2 = \sum \Delta_i^2 / (N-1)$.

Subducción: Descenso del borde doblado hacia debajo de una placa litosférica en la **astenosfera** de manera que pasa por debajo de otra placa litosférica.

Superparamagnetismo: Describe el comportamiento magnético de granos muy pequeños (<0.01 μm para los granos de **magnetita** y <0.03 μm para los de **hematites**), cuyos momentos magnéticos atómicos se alinean en la presencia de un campo magnético resultando una fuerte magnetización, pero que se destruye muy rápidamente por agitación térmica poco después de que el campo haya cesado de actuar. Los granos superparamagnéticos pueden poseer altas **susceptibilidades** magnéticas.

Susceptibilidad magnética: ver **Susceptibilidad**.

Susceptibilidad total: La susceptibilidad magnética debida a todos los minerales contenidos en un espécimen, pero generalmente dominada por los minerales ferromagnéticos. Expresada en m^3 / kg (por unidad de masa) o adimensional (por unidad de volumen).

Susceptibilidad: Medida de la facilidad con la que un material puede ser magnetizado. Para campos magnéticos débiles como el de la Tierra, la **magnetización** inducida M en un material es directamente proporcional a la intensidad del campo magnético H (unidades S.I.: A/m):

$$M = \chi H = \chi B / \mu_0$$

Esta constante de proporcionalidad, χ , es la susceptibilidad del material (adimensional en el S.I.); B es el campo magnético (medido en **Tesla**) y μ_0 es la permeabilidad del vacío (unidades S.I.: $4\pi \times 10^{-7}$ henry / m). La medida de la susceptibilidad es útil para estimar el contenido magnético total de un espécimen, y para alertar de alteraciones químicas durante la **desmagnetización térmica**.

SV: ver **Variación secular**.

S_w: Corrección de la dispersión geomagnética **S_F** de la **PSVL** que considera la dispersión existente “en cada sitio” producida por las fuentes de error, inherentes a cada uno de ellos, causados fundamentalmente por la incertidumbre en la orientación de las muestras individuales, pequeñas rotaciones después del enfriamiento de las lavas o por las variaciones del campo magnético dentro del flujo mientras éste se enfría.

Temperatura de bloqueo: El **tiempo de relajación** de un grano magnético es inversa y exponencialmente proporcional a su temperatura. Para un determinado volumen de un grano SD y una composición dada, existe una temperatura por encima de la cual los tiempos de

relajación son tan cortos que un grano no puede mantener una dirección de magnetización fija para intervalos de tiempo del orden del de los experimentos de laboratorio, y se comporta de forma **superparamagnética**. Según el grano se enfría por debajo de esta temperatura, presenta un comportamiento SD estable. Esta temperatura de transición se denomina temperatura de bloqueo. Entre la **temperatura de Curie** y la de bloqueo, un grano es **ferromagnético**, pero la magnetización remanente de un conjunto de estos granos se reducirá rápidamente hasta cero. Por debajo de la temperatura de bloqueo, la magnetización remanente comienza rápidamente a ser cada vez más estable ya que los tiempos de relajación aumentan drásticamente con la disminución de la temperatura. El tiempo de relajación y la temperatura de bloqueo son fundamentales para las teorías de adquisición de la **TRM**.

Temperatura de Curie: La temperatura por encima de la cual las sustancias **ferro-** y **ferrimagnéticas** se comportan de forma paramagnética. Según aumenta la temperatura, las distancias interatómicas aumentan tanto que el acoplamiento de canje se debilita, reduciéndose la magnetización resultante; hasta que desaparece debido a que los momentos atómicos se independizan y el material se vuelve **paramagnético**. Cuando la temperatura decrece por debajo de la temperatura de Curie el acoplamiento de canje y el comportamiento ferro- o ferrimagnéticos reaparecen. Las temperaturas de Curie de los portadores paleomagnéticos más comunes son 580°C para la **magnetita** y 680°C para la **hematites**.

Temperatura de desbloqueo: La temperatura a la que una componente de magnetización en un espécimen llega a desmagnetizarse, destruyéndose por agitación térmica, en un experimento de laboratorio. Esto ocurre cuando los tiempos de relajación de los granos portadores de la magnetización son del orden del tiempo al que los especímenes se mantienen a elevada temperatura durante la desmagnetización térmica en el laboratorio. Una **TRM** adquirida a una determinada **temperatura de bloqueo** no se desbloquea necesariamente a la misma temperatura en su calentamiento en el laboratorio (las temperaturas de desbloqueo pueden ser hasta 100° C menores que la temperatura de bloqueo). Las diferencias entre los valores de las temperaturas de bloqueo y de desbloqueo son función del ritmo de enfriamiento desde la temperatura de bloqueo inicial; y estas diferencias tienden a cero en componentes que llegan a bloquearse a temperaturas cercanas a la **temperatura de Curie** del mineral portador de la remanencia (Dodson & McClelland Brown, 1980). Las temperaturas de desbloqueo de otras magnetizaciones remanentes (por ejemplo, la **DRM** y la **CRM**) no están relacionadas con las condiciones de temperatura en el momento de su adquisición. Sin embargo las de las **TVRMs** sí (Pullaiah et al, 1975). Las temperaturas de desbloqueo máximas de los distintos tipos de remanencia pueden usarse para caracterizar los minerales **ferromagnéticos** que la portan (ver **titanomagnetitas**, **hematites**, **goethita** y **pirrotina** para consultar sus respectivas temperaturas de desbloqueo).

Tesla (T): La unidad de intensidad de campo magnético usada comúnmente en paleomagnetismo. En el S.I. de unidades, *B* se mide en Tesla y

estrictamente corresponde a la inducción magnética, mientras que H , que se mide en A/m, es el campo magnético.

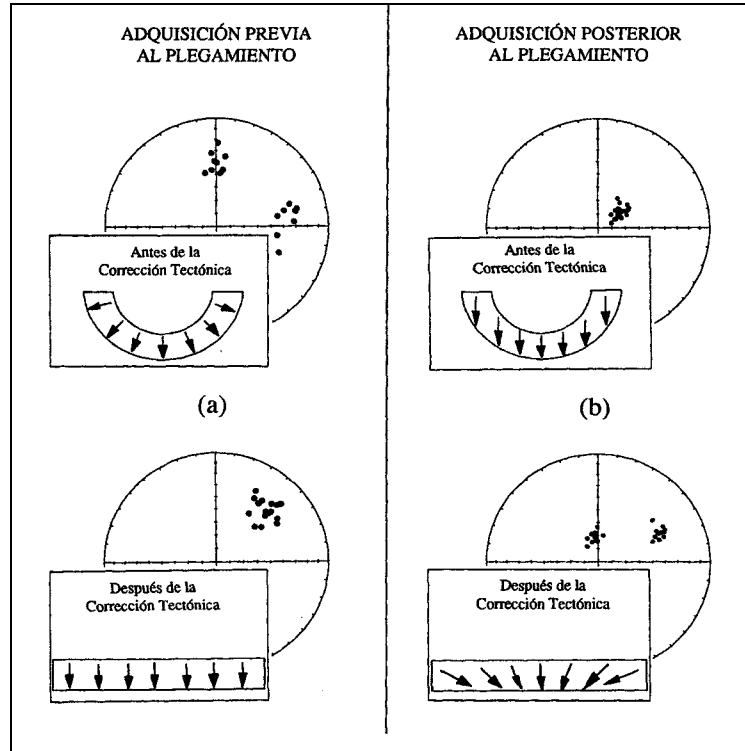
Test de campo: Diferentes métodos para establecer el tiempo de adquisición de la ChRM, que generalmente requieren estrategias de muestreo cuidadosamente planeadas. Ver también **test de pliegue**, **test de inversión** y **remanencia sintectónica**.

Test de inversión: Un **test** de estabilidad paleomagnética, basado en la propiedad del campo dipolar axial geocéntrico (**GAD**) por la que, cuando se promedia en el tiempo la **variación secular**, los valores de declinación de los intervalos de polaridad normal e invertida difieren en todo lugar en 180°. Por tanto, si una serie de sitios paleomagnéticos proporcionan el adecuado promedio de la variación secular durante ambos intervalos de polaridad (normal e invertida), se espera que la dirección media de la **ChRM** de los sitios de polaridad normal sea antiparalela a la dirección media de los de polaridad invertida, en cuyo caso se dice que las direcciones características “pasan el test de inversión”. El cálculo cuantitativo involucra a las direcciones medias (y a los intervalos de confianza a su alrededor) de los sitios de cada intervalo de polaridad. Dos causas provocan que las direcciones características “no pasen el test de inversión”: i) la presencia de una **magnetización secundaria** de la NRM que no se haya eliminado totalmente; y ii) un muestreo inadecuado para el promedio de la variación secular durante uno o los dos intervalos de polaridad. Por lo tanto, que las direcciones características “pasen el test de inversión” no garantiza que sean primarias (como en el caso de una **remagnetización** regional), pero sí que han sido bien aisladas y que se ha promediado la variación secular. Las bases estadísticas de este test se detallan en **McFadden & McElhinny (1990)**.

Test de pliegue: Un **test de campo** de estabilidad paleomagnética. Las muestras se recogen de capas que presentan en la actualidad diferentes orientaciones estructurales (por ejemplo alrededor de un pliegue). Se comparan las distribuciones de las direcciones de las **ChRMs** antes y después de restituir tectónicamente las capas del pliegue.

Un test de pliegue positivo significa que se encuentran más agrupadas después de deshacer el pliegue, lo que indica que la ChRM se adquirió antes del plegamiento. Al contrario, un test de pliegue negativo significa que la dispersión es mayor tras deshacer el pliegue, lo que indica que la ChRM se adquirió después del plegamiento.

Cuando las direcciones se encuentran dispersas antes y después de la corrección tectónica, se realiza un *test de pliegue incremental* para encontrar el porcentaje de despliegue que mejor agrupe las direcciones (ver **remanencia sintectónica**). Debe tenerse cuidado para asegurar que se realizan las correcciones estructurales adecuadas, y que cualquier inmersión del pliegue se haya corregido previamente (ver **corrección tectónica** y **remanencia sintectónica**). Los tests estadísticos más utilizados para cuantificar la validez de los test de pliegue son los de **McElhinny (1964)** y los de **McFadden & Jones (1981)**.



Tiempo de relajación: La agitación térmica de los momentos magnéticos atómicos puede superar las barreras energéticas internas (magnetostática y magnetocristalina) de los granos SD, causando que su magnetización pueda girar y alternar su sentido a lo largo de los “ejes preferentes” (ver **dominios**). Si los ejes preferentes de un conjunto de granos SD están azarosamente distribuidos, los procesos térmicos hacen que el conjunto de magnetizaciones individuales no tenga ninguna dirección privilegiada y se observe externamente una magnetización neta nula. La **magnetización remanente** de un conjunto de granos SD decae exponencialmente en el tiempo. Los sistemas MD se comportan de manera análoga, según la agitación térmica permita a las paredes de los dominios atravesar las barreras energéticas. El tiempo de relajación τ se define como aquél que emplea una magnetización remanente inicial M_0 en reducirse hasta M_0 / e . Los tiempos de relajación varían a lo largo de varios órdenes de magnitud. Para que un mineral pueda ser un portador paleomagnético eficiente debe tener tiempos de relajación del orden de la escala geológica de tiempos. Los granos SD son excelentes portadores paleomagnéticos ya que pueden tener tiempos de relajación mayores que la edad de la Tierra. Para temperaturas por debajo del punto de Curie, se define el tiempo de relajación, τ , como:

$$\tau = (1/C) \exp(\nu H_c M / 2kT_{\text{abs}})$$

Donde ν es el volumen de grano, H_c es la coercitividad, M es la magnetización, k es la constante de Boltzman y T_{abs} es la temperatura absoluta. La constante, C , es el factor de frecuencia, del orden de 10^{10} s^{-1} . La definición refleja la fuerte dependencia que existe entre el tiempo de relajación de un grano y el cociente ν/T_{abs} ,

es decir, el volumen de grano y la temperatura ambiente). Ver también **temperatura de bloqueo** y **volumen de bloqueo**.

Titanomagnetitas (TM): Minerales ferrimagnéticos de composición $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$, siendo x el parámetro de composición ($0 \geq x \geq 1$) que mide el porcentaje de Ti^{4+} , variando desde TM0 (es decir, titanomagnetita con $x=0$) o **magnetita** (Fe_3O_4) a TM100 o *ulvoespinela* (Fe_2TiO_4). Tienen estructura cúbica (*spinel*) a temperatura ambiente y forman series de solución sólida por encima de 800°C. En condiciones de enfriamiento lento, la solución sólida de alta temperatura tiende a su **exolución**, mientras que los enfriamientos rápidos, en cambio, pueden preservar titanomagnetitas de composición intermedia (ver **exolución**). Las *titanomagnetitas* son paramagnéticas a temperatura ambiente para $x > 0.8$. Existe una disminución lineal de la **magnetización de saturación** y de la **temperatura de Curie** T_c con x , el contenido en Ti: La temperatura de Curie entre los extremos de la serie varía desde la característica de la magnetita (ferrimagnética, con $T_c=580^\circ\text{C}$) a la de la ulvoespinela (TM100, antiferromagnética con $T_c=-153^\circ\text{C}$). Las máximas **temperaturas de desbloqueo** y **coercitividades** decrecen también con el contenido en Ti, siendo, respectivamente: 575°C y 300 mT para la magnetita (TM0); 350°C y 200 mT para la composición TM30; y 150°C y 100 mT para la TM60 (O'Reilly, 1984 ; Lowrie, 1990).

Titanomaghemitas : Son productos de **oxidación** de las **titanomagnetitas**, con su misma estructura (ver **maghemita**).

Titanohematites: Son equivalentes oxidados de las **titanomagnetitas**, de composición $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$, pero con estructura romboédrica. También son llamadas *hemoilmenita* debido a los extremos de su serie, la *ilmenita* (FeTiO_3) y la *hematites* ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$). Se debe tener en cuenta que minerales de la misma composición pero estructura diferente ocupan el mismo punto en el diagrama ternario: por ejemplo, en el extremo inferior derecha coinciden la **maghemita** (cúbica, $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$) y la **hematites** (romboédrica, $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$). La serie de las *titanohematites* es paramagnética a temperatura ambiente para $x > 0.8$. La **temperatura de Curie** disminuye linealmente con x , pero no ocurre lo mismo con la **magnetización de saturación**: para $x < 0.45$ las *titanohematites* retienen el **antiferromagnetismo** inclinado de la hematites, y para $x > 0.45$ el comportamiento es **ferrimagnético**. Para la serie de las *titanohematites*, la temperatura de Curie varía entre la de la hematites (antiferromagnetismo “inclinado”, con $T_c = 680^\circ\text{C}$) y la de la *ilmenita* (antiferromagnética, $T_c = -218^\circ\text{C}$).

TMVB: (“Trans Mexican Volcanic Belt”) Cinturón Volcánico Transmexicano.

Transpresión: Un régimen tectónico que combina movimiento transcurrente de salto en dirección y compresión.

Transtensión: Un régimen tectónico que combina movimiento transcurrente de salto en dirección con extensión oblicua.

TRM: ver **Magnetización termoremanente**.

TVRM: ver **Magnetización remanente viscosa**.

Variación secular (SV): A los cambios cuyos periodos temporales oscilan entre 1 y 10^5 años se les denomina **variación secular**. A ésta contribuyen tanto los cambios del campo dipolar, de largo periodo, como los del no dipolar, de corto periodo. Los cambios en el campo no dipolar

tienen periodicidades menores de 3000 años y se caracterizan, a lo largo de su registro histórico, por una deriva longitudinal hacia el Oeste de 0.4° por año.

Unión triple: Punto común de coincidencia de tres bordes de placas litosféricas.

VGP: ver **Polo geomagnético virtual**.

Volumen de bloqueo: El **tiempo de relajación** de un grano magnético es proporcional a su volumen. El volumen de bloqueo es aquél por encima del cual un grano se comporta monodominio y presenta una **magnetización remanente** estable. El tiempo de relajación y el volumen de bloqueo son fundamentales para las teorías de adquisición de la **CRM**.

VRM: ver **Magnetización remanente viscosa**.

Vulcanismo: Término general relativo a la formación de volcanes y formas emparentadas de actividad ígnea extrusiva.

Wackstone: caliza compuesta por partículas de carbonato con una textura matriz-soportada.

Zona de Benioff: Zona inclinada de focos de terremotos en el **manto superior**, asociada a la subducción de una placa litosférica.

Referencias del capítulo 9 (glosario):

- Besse, J. and Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the Geometry of the magnetic Field in the last 200 Million Years, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, NO. B11, 2300, doi:10.1029/2000JB000050, 2002.
- Butler, R.F., 1992. "Paleomagnetism". Blackwell Scientific Publications, Cambridge, 319pp.
- Cande, S.C. and D.V. Kent , 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100, 6093-6095.
- Collinson, D. W., 1883. *Methods in palaeomagnetism and rock magnetism*. Chapman & Hall, London.
- Demarest, H.H. 1983. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *J. Geophys. Res.* 88, 4321-4328.
- Dodson, M.H. & McClelland Brown, E., 1980. Magnetic blocking temperatures of single-domain grains during slow cooling. *Journal of geophysical Research.*, 85, 2625-2637.
- Fisher, R.A. ,1953. "Dispersion on a sphere". *Proc. R. Soc. (London) A.* 217, 295-305.
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters.* 17, 159-162.
- McElhinny, M.W., 1964. Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 8, 338-340.
- McFadden, P.L. y Jones, D.L. ,1981. The fold test in palaeomagnetism. *Geophys. J. Int.* 67, 53-58.
- McFadden, P. L., and M. W. McElhinny, 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87, 161-172
- McFadden, P.L. y McElhinny, M.W., 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophys. J. Int.* 103, 725-729.
- Morris, A. & Robertson, A. h: F. 1993. Miocene remagnetisation of carbonate platform and Andalya Complex units within the Isparta Angle, SW Turkey. *Tectonophysics*, 220, 243-266.
- Najman, Y.M.R., Enkin, R.J., Johnson, M.R.W., Robertson, A.H.F. & Baker, J., 1994. Paleomagnetic dating of the earliest continent Himalayan foredeep sediments: implications for Himalayan evolution. *Earth and Planet. Science. Lett.*, 128, 713-718.
- O'Reilly, W., 1984. *Rock and mineral magnetism*. Blackie, Glasgow.
- Pullaiah, G., Irving, E., Buchan, K.L. & Dunlop, D.J., 1975. Magnetization changes caused by burial and uplift. *Earth and Planet. Science. Lett.*, 28, 133-143.
- Tauxe, L., 1998. *Paleomagnetic Principles and Practice*, Kluwer Academic Publishers.

AGRADE CIMIENTOS:

Al Departamento de Geofísica de la UCM y a los proyectos de investigación (UE, MEC) que han permitido que se realice este estudio. A mi directora de tesis por engancharme en él. A Alicia que es responsable de que esta tesis figure aquí. En todo el tiempo que comprende el aprendizaje de las técnicas paleomagnéticas, las campañas de muestreo y la elaboración de este trabajo, que no ha sido poco, son muchas las personas hacia las que estoy agradecido: porque hayan sido como son y porque hayan interactuado conmigo de forma directa e indirecta con este trabajo. ¡Seguro que en conexiones importantes! Por los regalos presenciales y telepáticos. Por sus enseñanzas, por sus dudas, por la tenacidad. Por saber vivir resistiendo con presión y sin ella. Por su entusiasmo ante los misterios de la naturaleza, a los transeúntes y residentes en ideas dinámicas. Por enseñarme a asomarme al misterio de las piedras y de lo invisible. Por enseñarme a abrir los ojos y a cerrarlos. A las fisuras naturales por recordarnos nuestras conexiones y miedos. Al “échele ganas”. A las carreteras mexicanas por sus toopes, por mostrarme a retazos sus gentes y por sus rastros picosos. Por el viaje de la amistad. Al conejo de la luna. Por la caña al espacio público. A la confianza. A la música magnetizante. A la capacidad de asombro. A las puertas abiertas. Al Cíclope. A todo lo compartido. Al Alzheimer para que sea benévolo. Al apoyo continuo y el discontinuo. A los nómadas, a los que saben estar. A las visitas y a las cartas. Gracias (pa las ignacias), que decía mi abuela. Marisa, Juanjo, Peter, Marifé, Teresa, Manolo, Daniel, Ñakón, Alicia, Juan, Fátima, Cristina, Víctor, Miriam, Juana Paula, Gregoria, todos paleolocos. Salva y todo el personal laboral. Precarios del mundo (tantos) uníos. Profesores por sus enseñanzas. Facilidades burocráticas. Geólogos (Ramón, Luca, Álvaro, Julibert,...), arqueólogos (Ilde,...) y sus historias. Laboratorios de Zürich, Utrecht, México D.F., que me acogieron y siempre escucharon al de la Isla, y a la gente maja de allí. Heller, Cor, Tom, Ane, Jaime, Auto, Luis, Martín... ¡Lis, Alex, Valero, peón de rey y Adri! ¡Wensi y su cocodrilo!. Useras, Vallecas, Arrebatás y demás gente periférica. Mesoneros de Paredes exiliados. San Roque, sin perro. La gran primada. Toda la Gran Familia Asturiana (y manchesterana). Cristina y sus flores. Mis sobrinos y ascendentes. Tetuán y Villarcayo. Los que no están aquí pero que por tantos motivos distintos están por algún lugar de mis adentros. A quien soportó mi compañía y a quien la soporta.

A la cueva del mar que me hace feliz. A la amistad y al amor: mi corazón. Por llegar hasta aquí, a tí: Abol al a: ¡Úua!

